Ion Băncilă,
Mircea N. Florea, Traian Moldoveanu
Dionisie Fotă, Ala Munteanu
Lazăr F. Lazăr, Constantin Privighetoriță
Gheorghe Mocanu, Constantin Văduva
Marius Georgescu, Florian Zamfirescu

GEOLOGIE INGINEREASCĂ

Vol. I

Coordonator: **Prof. dr. docent Ion Băncilă**

127393
B.C.U. - IASI

EDITURA TEHNICĂ,
București,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Au elaborat:

I. Băncilă:	Prefață și introducere
C. Privighetoriță:	Capitolele 1 și 2
D. Fotă:	Subcapitolele 3.1—3.2; 3.4—10
F. Zamfirescu:	Subcapitolul 3.3
C. Văduva:	Subcapitolul 4.1
L. F. Lazăr:	Subcapitolul 4.2
M. Georgescu:	Capitolul 5
M. N. Florea:	Capitolul 6
T. Moldoveanu:	Capitolul 7
Ala Munteanu:	Capitolul 8
G. Mocanu:	Capitolul 9

I. 33813
Biblioteca de Geologie-Geografie
T. IV 10314

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prefața

Această carte, care apare din inițiativa Editurii tehnice, are scopul de a valorifica, cel puțin în parte, experiența românească în domeniul geologiei inginerești și de a umple un gol în literatura noastră de specialitate. Acest gol ar fi putut fi, desigur, acoperit prin traducerea unei lucrări din literatura străină, care dealtfel a stat la dispoziția inginerilor români fie în limba de origine, fie în traduceri de uz intern, dar așa cum s-a remarcat de multă vreme, condițiile geologice se deosebesc mult de la o regiune la alta, iar experiența dobîndită în interiorul unei țări este cea mai în măsură să rezolve aceste probleme importante care se pun pentru geologie. Or este fapt cunoscut că școala românească de geologie a atins un înalt nivel de cercetare în toate domeniile ce-i aparțin, inclusiv al geologiei inginerești. Este adevărat că nu în totalitate în cadrul institutelor cu profil strict geologic, ci în mai multe institute de cercetări și în facultăți, dar tocmai prin aceasta realizările sînt mai reprezentative. Activînd în anii "50, cu o experiență limitată în domeniul construcțiilor și lucrărilor inginerești geologii și mai apoi inginerii geologi ieșiți de pe băncile unor facultăți de specialitate nou înființate au desfășurat o activitate intensă legată de proiectarea și execuția a numeroase și importante construcții ce au făcut parte din planurile de dezvoltare din ce în ce mai ample a României din ultimele trei decenii (blocuri de locuințe, uzine, drumuri, căi ferate, porturi, exploatări miniere, canale, baraje, ecluze, hidro- și termocentrale etc., etc.). Ei au trăit din plin, alături de proiectanți și constructori, imperativul variatelor și adesea dificilelor probleme ce se cereau rezolvate, ceea ce le-a generat preocuparea pentru lărgirea orizontului de cunoaștere și de verificare în practică a metodelor de cercetare a terenurilor de fundare și a masivelor de roci menite să devină elemente de rezistență, important factor în execuția și funcționarea normală a construcțiilor realizate deasupra sau în interiorul scoarței terestre.

Inițiativa Editurii tehnice reflectă astfel grija pentru valorificarea muncii unei generații și de a o transmite celei următoare, spre perfecționare și amplificare. Un colectiv relativ numeros, dar departe de a reprezenta pe toți cei care, cu muncă și pricepere, au contribuit la progresul geologiei inginerești în țara noastră, s-a străduit să prezinte principalele probleme care privesc domeniul respectiv de activitate, autorii avînd continui și binecunoscute responsabilități practice. Fiecare capitol este susceptibil de dezvoltări. Dar în toate cazurile a trebuit să se țină seama de spațiul destinat lucrării și de timpul cît i-a putut rupe pe autori de la multele obligații curente. Cartea, care va avea două volume, nu reprezintă, în ideea colectivului, un tratat sau manual, ci o sinteză de probleme, astfel orînduite ca primul volum să se refere mai ales la partea generală, de studii și fundamentări teoretice, iar al doilea volum la partea aplicată. Ea se adresează, în primul rînd, tinerilor ingineri angrenați în procesul vast al activității de proiectare și execuție a construcțiilor de diferite tipuri.

Fiecare capitol poate îndemna la reflecție și la verificarea unor metode intrate sau pe cale de a intra în uz. În bună măsură lucrarea reprezintă și

un bilanț a ceea ce se cunoaște și se practică curent în țara noastră, cu privire la temele tratate. Din acest punct de vedere ea poate interesa și pe specialiștii cu mai multă experiență. Fără îndoială, însă, că pentru cei care prin preocupările lor sînt mai strîns legați de cercetare, ideile și punctele de vedere expuse pot părea simpliste și chiar diferite de cele proprii.

Trebuie, însă, înțeles faptul că orice lucrare de referință este susceptibilă de lacune și că cei care ulterior aprofundează unele aspecte au datoria profesională de a contribui la completarea pe un plan superior a soluțiilor și problemelor pe care le ridică practica geologiei inginerești. În acest sens Editura tehnică își propune să continue publicarea unor lucrări de mai mică întindere, dar mai specializate, pe tema: „Studiul scoarței Pămîntului aplicat la diversele ramuri de activitate" și să dea astfel posibilitatea valorificării cît mai largi a cunoștințelor din acest domeniu, ceea ce va contribui de altfel și la dezvoltarea științei și tehnicii în următorii ani.

Autorii aduc mulțumiri Editurii tehnice pentru că le-a acordat încredere și sprijin, cum și tuturor celor care, cu materiale și îndemnuri, au ajutat la întocmirea acestei cărți.

I. Băncilă
iulie 1979

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cuprins

Introducere 9

1. **Studiul mineralogic-petrografic al terenului de fundare și relațiile lui cu principalele caracteristici fizico-mecanice** 19

1.1. Minerale: forma de prezentare, proprietăți, clasificare 19
1.2. Roci 24
1.2.1. Roci magmatice: caracteristici, clasificare, structuri, texturi, proprietăți fizico-mecanice 24
1.2.2. Roci metamorfice: tipuri de metamorfism, tipuri de roci, structuri și texturi proprietăți fizico-mecanice 35
1.2.3. Roci sedimentare: caracteristici, structuri și texturi, faciesuri, proprietăți fizico-mecanice 52

2. **Studiul structurii rocilor pentru obiective inginerești**

2.1. Caracteristicile elastice ale rocilor. Factorii care conduc la deformarea rocilor 71
2.2. Comportarea rocilor în procesele tectonice. Roci competente și necompetente 74
2.2.1. Principalele forme de deformare plicativă a rocilor (foliație, liniație, suprafețe „S", cutare, clivaj) 75
2.2.2. Principalele forme rupturale și clasificarea lor (diaclaze, falii) 82
2.3. Studii de petrologie structurală (măsurători de teren, prelucrări birou) 86
2.4. Necesitatea studiului tectonic și microtectonic pentru proiectarea și execuția construcțiilor inginerești (construcții de suprafață, construcții subterane) 93
Bibliografie 96

3. **Proprietățile fizico-mecanice ale rocilor** 98

3.1. Parametrii fizici de stare 98
3.2. Clasificarea rocilor după comportarea la solicitări 101
3.3. Corelații între proprietățile mineralogice și structurale ale rocilor argiloase și caracteristicile lor fizico-mecanice 110
3.3.1. Argilele și proprietățile lor fizico-mecanice 110
3.3.2. Noțiuni de bază privind mineralogia argilelor 111
3.3.3. Principalele caracteristici fizice și chimice ale mineralelor argiloase 117
3.3.4. Apa și ionii adsorbiți pe suprafața mineralelor 121
3.3.5. Forțele de interacțiune dintre particulele minerale. Flocularea și dispersia 126
3.3.6. Explicarea principalelor proprietăți fizico-mecanice ale rocilor argiloase 128
3.4. Proprietăți specifice rocilor moi 155
3.4.1. Natura și geneza rocilor moi 155
3.4.2. Structura și textura rocilor moi 160
3.4.3. Compoziția granulometrică a rocilor moi 161
3.4.4. Porozitatea și gradul de îndesare la rocile moi 170
3.4.5. Plasticitatea și consistența rocilor moi 172
3.4.6. Sensibilitatea la îngheț a rocilor moi 182
3.5. Comportarea rocilor moi la solicitări 183
3.5.1. Rezistența la forfecare a rocilor moi 185
3.5.2. Rezistența la compresiune monoaxială și rezistența la întindere a rocilor moi 195
3.5.3. Rezistența rocilor moi la compresiune triaxială 198
3.5.3.1. Determinări neconsolidate-nedrenate 206
3.5.3.2. Determinări consolidate-nedrenate 209
3.5.3.3. Determinări consolidate-drenate 211
3.5.4. Limitele de variație ale valorilor caracteristicilor de rezistență ale rocilor moi 219

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

3.5.5. Compresibilitatea rocilor moi 222
3.6. Proprietăți specifice rocilor tari 226
3.6.1. Structura rocilor tari și influența acesteia asupra comportării la solicitări 226
3.6.2. Duritatea rocilor tari 232
3.7. Comportarea rocilor tari la solicitări 238
3.7.1. Rezistența rocilor tari la solicitări de compresiune monoaxială 239
3.7.2. Rezistența rocilor tari la solicitări de întindere-tracțiune 244
3.7.3. Rezistența rocilor tari la solicitări de încovoiere 247
3.7.4. Rezistența rocilor tari la solicitări de forfecare simplă 248
3.7.5. Rezistența rocilor tari la solicitări de forfecare dublă 250
3.7.6. Rezistența rocilor tari la solicitări dinamice de compresiune 251
3.7.7. Rezistența rocilor la deformații de uzură 251
3.7.8. Rezistența rocilor tari la solicitări de compresiune triaxială 254
3.7.9. Domeniile de variație a unor proprietăți fizico-mecanice ale rocilor tari. Rezultatele privind unele roci sedimentare, metamorfice și magmatice .. 265
3.8. Determinarea comportării rocilor tari la solicitări prin metode nedestructive 286
3.9. Recoltarea probelor geotehnice 300
3.10. Stabilirea valorilor de calcul ale proprietăților fizico-mecanice ale rocilor 307
Bibliografie 321
4. Studiul permeabilității rocilor 326
4.1. Studiul permeabilității rocilor granulare și fisurate 326
4.1.1. Apa în pământ 326
4.1.2. Fenomene de lichefiere 334
4.1.3. Acțiunea mecanică a apei asupra rocilor 339
4.1.4. Permeabilitatea rocilor 341
4.1.4.1. Caracteristicile fizice ale rocii magazin 342
4.1,4.2. Caracteristicile hidrogeologice ale rocii magazin 344
4.1.5. Factorii curgerii apelor subterane 346
4.1.6. Legile curgerii apelor subterane 347
4.1.7. Determinara permeabilității în laborator 349
4.1.8. Determinarea permeabilității pe teren 352
4.2. Studiul permeabilității rocilor intens fisurate și carstificate 366
4.2.1. Fenomene carstice 369
4.2.2. Condițiile principale ale dezvoltării carstului 370
4.2.3. Factorii geologici și geomorfologici care influențează dezvoltarea carstului 379
4.2.4. Tipuri de carst 382
4.2.5. Clasificarea formulelor carstice 383
4.2.6. Manifestările hidrogeologice ale carstului 389
4.2.7. Corelația dintre formele carstice de suprafață și cele de adîncime 393
4.2.8. Metode de identificare a golurilor carstice 393
4.2.9. Analize și determinări la laborator 399
4.2.10. Lucrări experimentale în teren 408
4.2.11. Măsuri tehnice de protecție 411
Bibliografie 413
5. Reducerea permeabilității și îmbunătățirea caracteristicilor fizico-mecanice ale rocilor 414
5.1. Studii pentru stabilirea condițiilor naturale de execuție și necesitatea lucrărilor de impermeabilizare-consolidare 414
5.2. Golurile și porozitățile din roci susceptibile a fi supuse tratamentelor de consolidare-etanșare 420
5.3. Circulația apei subterane și a fluidelor de injectare 422
5.3.1. Circulația lichidelor newtoniene 422
5.3.2. Curgerea fluidelor nenewtoniene — curgerea plastică 424
5.4. Măsuri pentru evitarea antrenării prin infiltrații a terenului de fundație 428

5.5. Determinarea subpresiunii pe radierele construcțiilor hidrotehnice, adîncimea și poziția ecranelor de etanșare, debitul de infiltrație 432
5.6. Fluide de injectare 445
5.6.1. Suspensii și mortare 446
5.6.1.1. Fluide instabile. Suspensii 446
Înlocuitori parțiali de ciment 450
Mortare și betoane 452
5.6.2. Fluide stabile Suspensii 453
Suspensii de ciment (+ argilă) activate 455
Suspensii stabile de ciment-argilă 457
Proprietățile argilelor bentonitice folosite la fluidele de injectare 461
Mortare stabilizate 462
5.6.3. Soluții chimice 462
5.6.3.1. Soluții chimice coloidale 463
Procedee producînd geluri tari 467
Procedee cu obținerea de geluri moi 468
5.6.3.2. Soluții de materiale plastice (rășini sintetice) 470
5.7. Presiunea de injectare 473
5.8. Penetrabilitatea fluidelor de injectare în roci 479
Bibliografie 486

6. Presiunea apei din pori, sufoziunea și afuierea 487

6.1. Presiunea apei din pori 487
6.1.1. Principiul presiunii efective 487
6.1.2. Rolul presiunii apei din pori în formarea alunecărilor de teren 489
6.1.3. Presiunea de filtrare și presiunea hidrostatică a apei din fisuri 494
6.2. Sufoziunea 497
6.2.1. Stadiul actual al cunoașterii sufoziunii 497
6.2.2. Cercetarea experimentală de laborator 501
6.2.3. Sufoziunea în terenul de fundare al construcțiilor 510
6.2.4. Sufoziunea în iazurile de decantare din industriile minieră, chimică și energetică 526
6.2.5. Proiectarea filtrelor inverse pentru reducerea efectului sufoziunii 517
6.3. Afuierea 522
Bibliografie 526

7. Cercetări de geofizică inginerească 527

7.1. Metodele geofizice aplicate în geologia inginerească 528
7.1.1. Prospecțiunea electrică 528
7.1.2. Prospecțiunea seismică 532
7.1.3. Prospecțiunea gravimetrică, magnetică și radioactivă 537
7.1.4. Investigații geofizice în găuri de foraj 540
7.1.5. Alte genuri de măsurători, geofizice aplicate în geologia inginerească 541
7.1.6. Metode de determinare a parametrilor fizici în laborator 542
7.2. Fazele de aplicare a metodelor geofizice în cadrul programelor de studii inginero-geologice 555
Bibliografie 546

8. Materiale de construcție naturale 547

8.1. Condiții de calitate și criterii de alegere 547
8.2. Studii de teren și laborator 548
8.3. Proprietățile de bază ale materialelor de construcție naturale 556

BUCUREȘTI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

8.4. Considerații privind folosirea materialelor de construcție naturale funcție de tipul construcțiilor 571
8.5. Punerea în operă a materialelor de construcție naturale 579

Bibliografie 581

9. Hărți geologice inginerești 582

9.1. Scopul și destinația hărților geologice inginerești 582
9.2. Clasificarea hărților geologice inginerești 583
9.3. Principii de elaborare și conținutul hărților geologice inginerești 584
9.4. Metodica de reprezentare a elementelor geologice inginerești 588
9.4.1. Harta condițiilor geologice inginerești 588
9.4.2. Harta raionării geologice inginerești 590
9.4.3. Secțiuni geologice inginerești 591
9.4.4. Alte anexe ale hărții geologice inginerești 592
Bibliografie 593

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Introducere

I. Băncilă

1. Geologia inginerească se poate defini, simplu, ca o știință care cercetează caracteristicile fizico-mecanice ale terenurilor pe care se fundează diversele construcții, în scopul asigurării, din acest punct de vedere, a unei execuții normale și a unei comportări bune după darea în funcțiune (prin „teren de fundare" înțelegîndu-se masivul de rocă pe care se înalță construcția, considerat pînă la cea mai depărtată transmitere a eforturilor generate de ea). În fapt, domeniul acestei științe este mai larg, cuprinzînd, frecvent, studiul unor zone sau regiuni asupra cărora se extind influențele acestor activități umane care, prin scopurile urmărite și dimensiuni, pot modifica, pe anumite suprafețe și adîncimi, relațiile dintre materialele care compun (în perimetrul respectiv) scoarța Pămîntului, schimbînd parțial sau total stările de echilibru dobîndite de aceste materiale sub acțiunea de lungă durată a agenților modificatori externi și interni, supunîndu-le unor condiții noi, de regulă mai puțin stabile.

Cu acest înțeles geologia inginerească este o știință al cărui obiect s-a conturat mai ales în ultimele trei decenii, paralel cu creșterea numărului, dimensiunilor și tipurilor de construcții impuse de dezvoltarea tehnică și economică a societății. Ea are, în consecință, un pronunțat caracter aplicativ, studiile și cercetările asupra terenurilor de fundare constituind, de regulă, capitole ale diferitelor proiecte. Este, totuși, neîndoios faptul că numeroase aspecte de cercetare nu numai a terenului de fundare în sens restrîns ci și a cadrului natural în care se înscrie o construcție, au impus aprofundări teoretice, adesea subtile, care tind să dea acestei științe un contur mai precis, atît în ceea ce privește preocupările sale, cît și relațiile cu unele științe înrudite: geologia generală, hidrogeologia, petrografia, geologia structurală, geotehnica, mecanica rocilor.

2. Istoria formării geologiei inginerești ca ramură distinctă este semnificativă pentru înțelegerea sensului ei teoretic și practic. Considerăm inutil să amintim aici realizări din care reiese puternicul instinct de constructor cu care s-a născut omul și preocupările lui de a da acestora stabilitate și durabilitate. Este sigur că lista lungă de clădiri și monumente ridicate de-a lungul istoriei, dintre care unele rezistă pînă în timpurile noastre, au fost însoțite de căutări în acest sens, dar multă vreme întemeiate pe intuire și imitație. Primele considerări științifice, bazate pe fapte și calcule apar spre finele secolului XVIII (anul 1773) cînd Ch. Coulomb (Franța) prezintă memoriul său în care introduce noțiunile de frecare interioară și coeziune, acceptate pînă azi. Este începutul geotehnicii, căreia constructorii i-au spus „mecanica pămînturilor".

De atunci și pînă în anul 1925, cînd Karl Terzaghi (Austria) publică tratatul său „Erdbau Mechanik", care se consideră că a pus bazele geotehnicii ca știință, o seamă de cercetători au adus elemente care au condus la această conturare. Astfel, tîrziu după Coulomb, în anul 1846, Alex. Collin analizează problema stabilității masivelor argiloase în comparație cu nisipurile, subliniind importanța coeziunii și relevînd forma curbă pe care o ia

suprafața de rupere (cicloida de alunecare). După această dată contribuțiile se înmulțesc. În 1856 H. Darcy enunță legea care îi poartă numele, în 1852 Lamë introduce ecuațiile generale asupra echilibrului interior, pe baza cărora Rankine (1856) și Lémy (1867), dezvoltă teoriile lor asupra împingerii pămînturilor.

În 1878 V. I. Boussinesq publică un studiu asupra echilibrului masivelor pulverulente, în care dezvoltă teoria privind repartizarea eforturilor în interiorul unui solid elastic, omogen și izotrop.

În 1908 A. M. Atterberg definește limitele de lichefiere și plasticitate, care din anul 1910 constituie baza cercetărilor experimentale de laborator. Din 1914 metoda lui Otto Mohr de reprezentare a stării de echilibru limită la alunecare este aplicată curent. Între 1918—1926, W. Fellenius adîncește studiul liniilor de alunecare și elaborează tabele și diagrame cu poziția liniei periculoase, împreună cu centrul ei și raza. Între 1922—1935 Fronetard aduce contribuții importante la studiul liniilor de alunecare în taluze din argile.

Anul 1925 este marcat, cum am amintit mai sus, de tratatul lui Karl Terzaghi, în care, între altele, se pune în evidență prezența în pămînturi a unei faze solide (granule) și a unei faze lichide (apa + bule de aer) și se relevă consecințele pe care le are prezența apei în solurile (pămînturile) cu granule fine și se descriu procedee noi pentru studiul de laborator.

În anul 1940 K. Buisman dezvoltă teoria consolidării argilelor, proprietățile apei din porii argilelor, anunță ipoteza procesului dublei consolidări și inventează penetrometrul, foarte utilizat azi.

În 1934 prof. Caquot publică lucrarea sa asupra teoriei „stărilor corespondente", asupra obținerii experimentale a „curbei intrinseci", ecuațiilor diferențiale ale echilibrului general, etc., care ulterior (împreună cu prof. Kérisel) devine „Tratatul de mecanica solurilor". Numeroase alte contribuții au fost aduse în anii următori în cadrul activității științifice de specialitate. La o considerare foarte generală, cercetările geotehnicii (și implicit știința respectivă) se caracterizează prin analiza fizico-matematică, adesea deosebit de subtilă, compararea materialului de studiu cu materialele de construcție, punerea accentului pe rocile „omogene și izotrope" (argile în special) și dezvoltarea cercetărilor experimentale de laborator. Ea s-a înzestrat destul de repede cu o tehnică proprie, datorită căreia rezultatele valorice au venit în avalanșe necesitînd o prelucrare laborioasă, în care cifrele completează observația și dau cîmp larg de desfășurare calculelor pe bază de formule.

Necesitatea de a se dispune de procedee de serie pentru prelucrarea datelor a făcut ca metodele geotehnicii să fie aplicabile în primul rînd rocilor omogene (care prin generalizare s-au denumit la noi „roci moi" sau „pămînturi"). Domeniul vast al „rocilor tari" (stîncoase) a rămas pentru un timp închis geotehnicii clasice, primele impresii fiind că pe asemenea roci nu apar probleme dificile de fundare.

Un contact mai strîns cu acest domeniu l-a avut „geologia tehnică", care, însușindu-și metodele geotehnicii, s-a preocupat mai mult de nuanța naturalist-descriptivă, punînd accent pe explicarea fenomenelor ce au loc în zona de suprafață a scoarței și pe modificările ce se produc în urma activității omului, încercînd totodată să dea o expresie cantitativă diferitelor proprietăți ale rocilor (Stiny I., Austria — 1922; Maslov N. N., U.R.S.S. — 1940; Mihăilescu N., România — 1951).

Avîntul mare luat de diferitele construcții, în special cele legate de amenajările hidroenergetice, care au forme și dimensiuni impresionante și care se realizează în special în zone de munte, a îndreptat cercetările spre rocile tari. În aceste împrejurări, cu aproape 20 de ani în urmă, din geotehnică s-a desprins „mecanica rocilor". Termenul este desigur impropriu, întrucît argilele și nisipurile („pămînturile" în general) sînt și ele roci. Termenii „geotehnica rocilor moi" și „geotehnica rocilor tari" ar fi fost poate mai potriviți; în capitolul 3 din această lucrare s-a acordat atenție deosebită acestei nuanțări.

În 1957 apare tratatul lui J. Talobre (Franța): „Mecanique des roches", iar din anul 1963 L. Muller (Austria) începe publicarea operei sale „Felsbau", în care se pun bazele noii științe. Ulterior, o serie de cercetători (Rocha — Portugalia, 1966; Cuiungici — Jugoslavia, 1964; Obert și Duvall — S.U.A., 1966) aduc contribuții importante relevînd particularitățile rocilor tari (eterogenitatea, anizotropia, discontinuitatea, tensiunile naturale, deformabilitatea) și stabilind metodele prin care se pot studia.

Un eveniment important l-a constituit primul congres de mecanica rocilor, ținut la Lisabona, în septembrie 1966. Se dezbat, cu această ocazie, opt teme majore, care constituie aproape un program al noii științe: prospectarea masivelor stîncoase, eforturile naturale din aceste masive, proprietățile rocilor și descrierea lor, proprietățile de rezistență și legile de fragmentare a rocilor, taluze naturale și de excavație, excavații subterane și foraje profunde, comportarea masivelor stîncoase ca terenuri de fundație. Cu acest cadru, mecanica rocilor antrenează numeroși specialiști, din ramuri variate de activitate: hidrotehnică, minieră, foraje, geotehnică, geologie, iar prin modul de abordare este de competența inginerilor constructori, minieri și geologi.

Noua ramură de cercetare a adoptat o serie de definiții și procedee din geotehnica clasică, dar a introdus rapid și o tehnică specială de cercetare în laborator și mai ales „in situ", cu scopul principal de a investiga masivele de roci cît mai aproape de starea naturală și în profunzime, pînă la limitele de influență cu construcția (foraje adînci, puțuri, galerii cu camere de încercare cu prese, investigații geofizice etc.). De la început dificultățile au decurs din importantele variații în spațiu ale proprietăților acestor roci, ceea ce s-a obișnuit să se numească „anizotropia" lor (termen care nu are nimic comun cu cristalografia), manifestată prin compoziția mineralogică variată, gradul de alterare și discontinuitățile de diverse tipuri: fisuri, falii, stratificație, șistozitate, zone de alterare, brecifiere ș.a. Această stare de fapt a stimulat cercetarea pentru stabilirea unor procedee adecvate de investigare a situațiilor din teren, de experimentare și de prelucrare a datelor în scopul obținerii unor caracterizări cantitative, fără să se reușească eliminarea completă a unor depășiri în plus sau minus.

Gradul de relativitate a valorilor măsurate cu diferite procedee pe suprafețe și volume de roci mult reduse față de cele interesate de construcții este încă o problemă deschisă, mult discutată, cînd este necesar ca datele să fie raportate la un masiv mai mare de rocă. Evoluția, în sens de tehnicizare a cercetării rocilor pe calea geotehnicii sau a mecanicii rocilor, a fost însoțită permanent de studiul geologic al materialelor scoarței (minerale, roci) și al fenomenelor la care acestea sînt supuse. Treptat s-a observat

că de fapt cele două direcții de cercetare se completează atunci cînd se inițiază studiul unui teren de fundare limitat și cu atît mai mult cînd se are în vedere o zonă mai întinsă. Din această situație s-a conturat o „geologie pentru ingineri" (geologie inginerească). În decursul ultimelor decenii au apărut mai multe tratate, dintre care menționăm: Redlich K., Terzaghi K. și Kampe R. (Austria — 1929); Savarenski F. P. (URSS — 1937); Bendel L. (Austria — 1944); Keil K. (R.F.G. — 1951); Popov I. V. (URSS — 1951); Zaruba Q. și Mencl V. (Cehoslovacia — 1956).

În anul 1972 a luat ființă Asociația Internațională de Geologie Inginerească (AGI), cu comitete naționale în numeroase țări, între care și România. Secții de Geologie Inginerească s-a constituit, de asemenea, pe lîngă Congresul internațional de Geologie și Asociația geologică Carpato-Balcanică.

În cadrul acestei discipline studiul terenului de fundație se face complex, cu toate mijloacele oferite de științele ajutătoare: geologie, hidrogeologie, geotehnică, mecanica rocilor, geofizică, geochimie. Acordarea unei atenții mai mari uneia dintre acestea este o chestiune de specializare, care nu înlocuiește rolul celeilalte ramuri. Nuanța specială pe care o are geologia inginerească este deci aceea de a atrage atenția asupra necesității de a se îmbina cercetarea terenurilor de fundare în natură, unde observarea și descrierea își păstrează valabilitatea, cu cercetarea în laborator și experimentală, în care măsurarea și calculul primează. Este de la sine înțeles că valoarea reală a datelor rezultate din experimentare depinde de măsura în care locul încercării in situ sau proba studiată în laborator sînt reprezentative, în ultima instanță de acuratețea observației și de nivelul de pregătire în domeniul geologiei. În afară de aptitudinea cercetătorului, calitatea observației depinde și de experiență, ceea ce presupune un contact mai lung cu terenul. Selectarea dintre cifrele obținute a celor mai apropiate de realitate trebuie să fie făcută numai după realizarea unui număr mai mare de încercări, care să permită o prelucrare statistică.

3. Colectivul de autori a căutat să dea cărții de față caracterul care rezultă din considerentele de mai sus, adică respectînd bazele geologice (vol. I cap. 1, 2, 3), să acorde importanță determinării caracteristicilor fizico-mecanice ale rocilor (cap. 4, 5) și în general să încadreze procesele ce au loc la suprafața scoarței în valori și reguli care să permită proiectantului să dea construcției forma și dimensiunile corespunzătoare terenului pe care se amplasează, eventual să întreprindă asupra terenului lucrări care să-i îmbunătățească comportarea (cap. 5).

4. Necesitatea de a se ține seama de „natura lucrurilor" și deci de a se întreprinde anticipat studii asupra terenurilor de fundare a devenit mai clară în urma mai multor accidente, care s-au soldat cu importante pierderi materiale și umane. Azi aceste studii au devenit obligatorii, prin legi și regulamente, în special pentru acele lucrări care implică derocări importante sau care, datorită masivității, transmit eforturi puternice. O categorie deosebit de sensibilă o constituie construcțiile hidrotehnice, care vin în contact permanent cu apa, sau construcțiile amplasate în regiuni cu grad mare de seismicitate. Dacă în asemenea cazuri studiul inginero-geologic are o importanță ușor de înțeles, el este util și în cazul construcțiilor mai mici și de serie, unde „surprizele" pot să apară totdeauna cu urmărit mai costisitoare decît lucrările necesare pentru realizarea anticipată a acestui studiu.

Într-o structură social-economică planificată, în care mersul ascendent este asigurat prin realizarea integrală și la termenele stabilite a variatelor și adesea foarte complicatelor proiecte de noi construcții, studiul condițiilor de teren pe care acestea se ridică satisface cerințele principale ale unei dezvoltări fără întreruperi, adesea cu implicații asupra unor sfere mai largi ale economiei.

5. Definiția pe care am dat-o mai sus geologiei inginerești și mai ales anumite aspecte din activitatea curentă fac necesare unele precizări privind sferele de preocupare și de lucru ale cercetătorului inginer sau geolog față de ale inginerului proiectant.

Lucrînd la întocmirea proiectelor, constructorii gîndesc, cum este firesc, pe fundalul unei pregătiri fizico-matematice. Progresele mari care s-au făcut în această direcție le permit adoptarea unor concepții și procedee rapide de calcul, care le lărgește considerabil cîmpul de activitate, dar și de abstractizare. Ei au perfecționat studiul „părții văzute" a construcțiilor, solicitînd pentru „partea ascunsă" caracterizări cifrice, din ce în ce mai precise și variate, de la inginerii și geologii care întocmesc rapoartele de specialitate. Pe baza cifrelor (rigide prin natura lor), cu ajutorul calculatoarelor fac operațiunile pentru dimensionarea construcției.

Întrebarea care se pune este dacă este posibil să se stabilească riguros aceste cifre, care angajează fondul concret al cercetării, roci și fenomene, într-o suită de operațiuni abstracte, dar cu o finalitate din nou concretă: construcția stabilă. Eforturile de a se prinde în cifre „personalitatea" unor procese și materiale sînt justificate de modul în care se abordează astăzi problemele tehnice, dar încorsetarea în cifre nu poate fi lipsită de unele pericole, cu atît mai mari, cu cît se cere a fi cît mai precise. În practică, întocmitorii de studii obișnuiesc să dea proiectantului valori minime și maxime, ceea ce jenează operațiunile de calcul. De aceea efortul trebuie să se îndrepte spre restrîngerea cît mai mare a limitelor de variații. Operațiunea aceasta se poate face îmbunătățind aparaturile de investigare, experimentările și procedeele de calcul. Aceasta înseamnă dotări moderne și respectarea etapelor necesare unui studiu complet. În lipsa acestora (și totdeauna ceva va fi) își păstrează valoarea aprecierea pe baza considerării ansamblului de stări și date. Alegerea „valorilor de calcul" trebuie să revină în mod egal întocmitorului studiului, proiectantului și forurilor de avizare. Colaborarea între aceștia este nu numai o chestiune de bunăvoință, ci de rezolvare tehnică.

Nu putem trece cu vederea faptul că în cele mai multe cazuri de accidente se invocă „cauza geologică". Un studiu recent asupra accidentelor la baraje menționează că cel puțin 25% din acestea au la bază o astfel de cauză. Analizînd diferitele cauze de această categorie, se constată că sînt particularități uneori foarte locale de structură, de influență a apei, de grad de rezistență și alterare a rocilor etc, adică elemente care nu se prind în cifre, dar care pot fi relevate prin observația foarte atentă a terenului. Astfel ruperea barajului Malpasset (sudul Franței) s-a datorat prezenței și interesectării a două falii sub fundație, prăbușirea din cuveta barajului Vaiont (nordul Italiei) s-a datorat unei falii conforme cu panta versantului stîng foarte înalt, avarierea unei clădiri din Arad s-a datorat agresivității apei, neumplerea lacului de la barajul Camaressa (Spania) s-a datorat golu-

rilor carstice etc. etc. De aceea sîntem înclinați să credem că prin studierea minuțioasă „cu ciocanul și bocancul" se pot evita multe situații de genul sus arătat sau, în orice caz, se pot reduce importante volume de studii speciale, cu condiții ca să se acorde timpul și mijloacele necesare.

Toate acestea duc la concluzia că, străduindu-se să exprime în cifre caracteristicile rocilor, cercetătorii ingineri și geologi trebuie să observe insistent natura terenului, iar proiectanții și constructorii să acorde aspectelor ce nu pot fi exprimate în cifre o atenție egală, trecînd calculele prin filtrul unei considerări globale a datelor.

6. Am amintit că studiile inginero-geologice se fac, de regulă, pentru o anumită inițiativă de proiectare a unei construcții și că ele necesită în toate cazurile realizarea unui volum de lucrări speciale de teren: cartări geologice, foraje, galerii, puțuri, observații hidrogeologice, prelevări de probe pentru cercetări în laborator, încercări „in situ", după care urmează prelucrarea, interpretarea și consemnarea într-un raport a tuturor elementelor ce caracterizează terenul respectiv și pot sta la baza întocmirii proiectului. Principalele probleme ce se pun în cadrul cercetării sînt:

— cunoașterea gradului de stabilitate a terenului în zona amplasamentului construcției;

— stabilirea capacității portante a terenului fundației;

— cunoașterea condițiilor hidrogeologice generale și locale;

— alegerea surselor de materiale de construcție și calcularea rezervelor acestora.

Metodologia de lucru diferă de aceea obișnuită în geologie și deseori chiar de la o lucrare la alta, corespunzător situațiilor ce apar în desfășurarea cercetărilor.

Studiile inginero-geologice se execută la solicitarea unei unități de proiectare, pe baza unei teme în care se arată tipul de construcție, cu problemele de rezolvat și eșalonat pe etape. În țara noastră și în stadiul actual etapele sînt: informare preliminară, documentație pentru nota de comandă (DNC) și proiectul de execuție (PE). Menționăm că lucrările de cercetare a terenului urmează regula de a fi mai generale și bazate pe documente existente în prima etapă și de a deveni mai amănunțite și bazate pe lucrări proprii în etapele următoare.

Cele ce urmează se pot deci adapta în eventualitatea modificării numărului și denumirilor etapelor.

Lucrări pentru etapa de informare preliminară. Se studiază materialele existente în arhive: hărți, note și studii cu caracter general, eventuale studii speciale (foraje, analize ș.a.) executate pentru alte obiective. Pe baza acestora se fac aprecieri cu privire la condițiile geologice, geotehnice și hidrogeologice generale și se formulează concluzii privind fesabilitatea construcției propuse spre proiectare. De asemenea se întocmește un program preliminar de lucrări speciale de teren.

Lucrări pentru nota de comandă (DNC). Se fac studii pentru caracterizarea zonei în care urmează să se realizeze construcțiile respective, astfel:

Completarea documentării asupra materialelor și studiilor existente.

Prospecțiuni de recunoaștere și aerofotogeologice în zonele de amplasare a obiectivelor proiectate; elaborarea programului și proiectului de lucrări de geologie inginerească.

După avizarea proiectului de către forurile competente se trece la execuția lucrărilor propriu-zise, care constau din:

— Prospecțiuni geologice detaliate și foarte detaliate în amplasamentele în care se proiectează construcțiile și în zona de influență a acestora. Gradul de detaliere se alege în funcție de complexitatea problemelor geologice, de tipul și importanța construcțiilor.

— Lucrări de explorare care pot fi: foraje structurale adînci, foraje geotehnice, mecanice, manuale, foraje hidrogeologice, galerii și puțuri de mică și mare adîncime, derocări, tranșee, pompaje experimentale în aluviuni și roca de bază, piezometre precum și alte lucrări de prospecțiuni auxiliare. Aceste lucrări se execută în conformitate cu proiectele geologice în care se prevăd: volumele, categoriile de lucrări, amplasamentele, dimensiunile, ordinea de atacare, metodele de lucru, prelevările de probe etc. Ele se îndesesc în locurile care necesită detalieri și anume acolo unde sînt variații litologice și petrografice, unde apar intercalații de rocă slabă, accidente tectonice, modificări locale ale vechiului relief acoperit de depozite tinere, etc.

— Măsurători pentru determinarea caracteristicilor fizico-mecanice ale rocilor din zona de influență a construcțiilor: măsurători geofizice (electrometrie seismică, microseismică, seismologie, radiometrie, carotaj în foraje, gravimetrie), măsurători geotehnice „in situ", de deformabilitate, forfecare la rostul beton-rocă, forfecare în masa rocii, efort în masiv. Pentru galerii de aducțiune se fac în plus încercări cu apă sub presiune și cu instalația Tiwag, ancoraje experimentale. Pentru roci moi se fac penetrări statice, compresibilități în foraje și în puțuri, forfecări pe carote, iar în rocile argiloase se măsoară deformabilitatea sub sarcină aplicată timp îndelungat. În cazuri deosebite, se fac măsurători speciale în incinte experimentale.

— Probe de permeabilitate pentru determinarea absorbțiilor specifice;

— Lucrări de laborator, unele curente, altele de strictă specialitate: determinări geotehnice pe roci tari și pe roci moi, de clasificare și identificare specială și generală pentru stabilirea relațiilor efort-deformație și a parametrilor de calcul de stabilitate; determinări mineralogice pe secțiuni subțiri pentru identificarea tipurilor de rocă și a gradului de alterare-fisurare, determinări mineralogice termo-diferențiale, cu raze X și chimice, pe roci argiloase; determinări paleontologice pe roci sedimentare pentru stabilirea vîrstelor și corelarea datelor; analize chimice de ape pentru stabilirea agresivității față de betoane și în unele cazuri a potabilității; studii și măsurători pe modele electro-hidrodinamice și geomecanice; determinări de caracteristici fizico-chimice și mecanice prevăzute în norme, pentru materiale de construcție (argile, pietriș, nisip, anrocamente, piatră de carieră etc.).

Pe baza acestor lucrări și studii se elaborează referatul inginero-geologic asupra amplasamentelor studiate. El trebuie să cuprindă în afară de un text explicativ:

— hărți, planuri, secțiuni, diagrame, blocdiagrame, cu date geologice, geotehnice, hidrogeologice și caracteristicile acestora;

— date de bază și recomandări tehnico-geologice necesare amplasării, dimensionării construcțiilor și execuției lucrărilor;

— program de studii pentru etapa următoare de cercetare.

Lucrări pentru proiectul de execuție (PE). După definitivarea dispozițiilor generale privind amplasamentele construcțiilor se trece la a doua etapă de cercetare, aceea de executare a studiilor necesare pentru întocmirea

proiectelor de execuție. În acest scop se pot efectua următoarele lucrări pe amplasamentele obiectivelor:

— Lucrări de exploatare (foraje, galerii, puțuri), de completare și detaliere, pe locurile care necesită o cunoaștere mai amănunțită;

— Măsurători geologice „in situ" de completare și detaliere pentru determinarea caracteristicilor fizice și mecanice a rocilor din fundație care nu au fost cunoscute prin studiile întreprinse anterior;

— Lucrări de laborator, de completare și verificare (determinări geotehnice pe roci tari și moi, determinări mineralogice, petrografice, analize termodiferențiale cu raze X, determinări paleontologice, analize chimice pe ape etc.);

Studii și lucrări de asistență tehnică-geologică la execuția excavațiilor și pregătirea terenului pentru betonare, cu recomandări referitoare la excavații suplimentare; relevee geologice ale suprafețelor pregătite pentru betonare; planuri geologice de mare detaliu cu diagrame microtectonice, cu raionarea tehnico-geologică, cu repartizarea tipurilor de roci cu coeficienți geotehnici pe compartimente și blocuri; asistența tehnică la execuția lucrărilor experimentale de consolidare și etanșare a rocii prin injecții; planuri și profile cu rezultatele probelor de permeabilitate și cu consumurile de materiale utilizate la lucrările de injecții; asistență tehnică la materiale de construcții. În această fază, rezultatele studiilor se consemnează în referatul geologico-tehnic pe fiecare amplasament de uvraj în construcție, detaliindu-se condițiile de execuție și comportare a rocilor în excavație.

La terminarea tuturor lucrărilor de execuție pe baza datelor geologice-tehnice întîlnite în această perioadă se elaborează „studiul de sinteză", care trebuie să cuprindă:

— datele importante ale studiilor geologice, geotehnice, hidrogeologice (succint);

— datele de detaliu puse în evidență la excavații și la pregătirea terenului pentru betonare (se menționează eventualele nepotriviri între rezultatele studiilor și situațiile de la excavație);

— datele obținute la lucrările de consolidare-etanșare;

— datele referitoare la lucrările de drenaj;

— primele date obținute la aparatele de măsură și control, care se referă la terenuri de fundație;

— recomandări asupra modului de comportare a terenului de fundare în exploatare, cu precizarea zonelor mai sensibile la unele solicitări.

Lucrări pentru urmărirea comportării construcțiilor (UCC). Aa ca scop cunoașterea comportării terenului de fundare din zonă în condițiile create prin realizarea construcției și se realizează printr-un program care constă în general din:

— observații periodice cu privire la stabilitatea versanților și a construcțiilor;

— observații și măsurători cu privire la deformațiile terenului și la nivelurile apelor subterane în piezometrele din construcții și din jurul lor, urmărindu-se influența infiltrațiilor asupra terenului din jur;

— observații foarte riguroase asupra funcționării drenajelor;

În cazul special al amenajerilor hidrotehnice se fac:

— observații și măsurători batimetrice periodice în lacuri de acumulare, cu scopul constatării evoluției acestora după viiturile de apă;

— observații și măsurători pe profile topo și batimetrice cu privire la depunerea aluviunilor în lacurile de acumulare;

— observații și măsurători asupra coborîrii albiilor în aval de construcții;

— măsurători seismologice referitoare la seismicitatea indusă provocată de acumulările de apă;

— măsurători electrometrice și seismice periodice în zona construcției barajelor prin rețea de foraje, pentru urmărirea stării de eforturi în roca de fundație sub efectul încărcărilor, descărcărilor și al infiltrațiilor;

— determinări ale chimismului apelor de infiltrație și al materialului antrenat în forajele de drenaj.

La încheierea fiecărei faze de studii se întocmește un referat, care se predă proiectantului. Raportul trebuie să respecte normele de conținut în vigoare.

7. Deși obiectivele, genurile și volumele lucrărilor de studii inginero-geologice sînt reglementate de normative și corespund în linii mari cu cele enumerate, practic ele pot să varieze în limite destul de largi, după tipul de construcție, alcătuirea geologică a zonei de interes și existența unor cercetări anterioare. Pentru a fi corespunzător scopului și economic rațional, programul de studii trebuie să fie rezultatul analizei în direcțiile arătate. Dacă asupra condițiilor geologice ale țării noastre există memorii, note și hărți la scări convenabile pentru primele orientări, asupra tipurilor de construcții nu dispunem de o clasificare satisfăcătoare punctului de vedere pe care-l urmărim. O încercare poate fi aceea pe care o dăm în tabelul A,

Tabelul A

Construcții suprateranе	Masive	Hidrotehnice	— Hidrocentrale electrice — Baraje din beton — Baraje din materiale locale
		Industriale	— Centrale termice (inclusiv nucleare) — Combinate — Uzine — Exploatări miniere la zi — Depozite — halde
		Civile	— Blocuri de locuințe — Hoteluri — clădiri administrative
	Lineare		— Drumuri și căi ferate — Linii de înaltă tensiune — Diguri și cheiuri — Canale — Funiculare și transportoare
	Mixte		— Aeroporturi

(continuare tabel A)

Construcții subterane	Masive	— Centrale electrice subterane — Adăposturi și depozite — Tunele rutiere și de cale ferată — Galerii hidrotehnice — Lucrări miniere
Construcții în parte supraterane, în parte subterane		— Metrouri și pasaje subterane — Docuri — Exploatări miniere

în care sînt menționate numai construcții grupate în vederea aceluiași scop, nu și sub ansamblurile, care pot fi extrem de variate. El poate sugera cîmpul foarte larg de aplicare a studiilor inginero-geologice.

Avînd în vedere varietatea mare atît a condițiilor de teren cît și a tipurilor de construcții și a problemelor de rezolvat, proiectul de lucrări inginero-geologice trebuie să cuprindă rezervele necesare pentru studierea, prin adaptări și completări, a aspectelor ce nu pot fi de la început sesizate și care adesea dau construcției calitatea de unicat.

Întreaga cercetare trebuie făcută prin conlucrarea factorilor interesați, cu conștiința că de calitatea ei depinde buna desfășurare a execuției construcției proiectate și siguranța ei în exploatare.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1. Studiul mineralogic-petrografic al terenului de fundare și relațiile lui cu principalele caracteristici fizico-mecanice

C. Privighetoriță

Terenurile pe care se fundează diferitele construcții reprezintă porțiuni limitate din scoarța terestră, alcătuite, prin definiție, dintr-o suită complexă de roci. Între construcție și rocile terenului de fundare se stabilesc interacțiuni din care rezultă gradul de siguranță a lucrării. Aceasta impune, ca un prim pas, studiul mineralogic-petrografic.

Rocile sînt formate din agregate de particule minerale. Proporția în care fiecare mineral intră în compoziție, împreună cu structura, textura și gradul de transformare singenetică sau postgenetică, servesc ca bază pentru clasificarea atît geologică cît și inginero-geologică. La stabilirea condițiilor tehnice ale amplasamentelor, studiul mineralogic servește la recunoașterea masivului de rocă, a genezei și transformărilor la care acesta a fost supus în decursul erelor geologice, elemente necesare pentru fundamentarea proiectului de construcție și luarea de măsuri pentru exploatarea în condițiile nou create (hidrogeologice, sarcini permanente, decomprimări etc.), în scopul evitării unor eventuale transformări rapide (grusificări, caolinizări-argilizări), ca și pentru anihilarea eventualelor schimbări ce pot apărea în chimismul apelor (tipuri de ciment pentru betonare, etanșări, consolidări etc.). Studiile mineralogice și petrografice pentru scopuri inginerești se fac pe baza analizelor microscopice calitative și cantitative, a analizelor termice sau roentgenografice, în vederea determinării mineralelor componente, în special a celor argiloase, care ocupă o poziție specială în cadrul geologiei inginerești. Pentru determinarea comportării rocilor pe durata de exploatare a construcțiilor sînt necesare de asemenea analize chimice în scopul precizării posibilităților de transformare sau de dizolvare în urma combinațiilor și reacțiilor chimice posibile a se desfășura în condițiile nou create.

1.1. Minerale

Mineralele sînt corpuri naturale anorganice sau chiar organice solide, mai rar lichide sau gazoase, care s-au format în scoarța terestră ca rezultat al proceselor fizico-chimice din interior sau de la suprafață. În alcătuirea mineralelor intră toate cele 104 elemente chimice cunoscute pînă în prezent, dar compoziția mineralogică a scoarței terestre este dominată de opt elemente, care totalizează o proporție de 98% astfel: oxigen (O) = 46,7%; siliciu (Si) = 27,7%; aluminiu (Al) = 8,1%; fier (Fe) = 5,0%; calciu (Ca) = 3,6%; potasiu (K) = 2,6%; sodiu (Na) = 2,8%; magneziu (Mg) = 2,5%.

Majoritatea mineralelor sînt constituite din două sau mai multe elemente și numai cîteva dintr-un singur element (în stare nativă). În alcătuirea rocilor, care sînt asociații de unul sau mai multe minerale, intervin în proporție de peste 99% douăsprezece minerale comune: ortoză, plagioclaz, cuarț, muscovit, biotit, hornblendă augit, olivină, calcit, dolomit, caolinit

și oxizi de fer; celelalte peste două mii de minerale cunoscute reprezintă 1% din scoarța terestră.

Combinațiile chimice care formează mineralele sînt în general sub formă de compuși oxigenați ai celor opt elemente menționate, formînd silicați, alumino-silicați, la care se adaugă carbonați, fosfați etc. Compoziția chimică a scoarței terestre este însă foarte complicată datorită combinațiilor minerale foarte diversificate. Aceste combinații pot fi totuși separate în două grupe mari: minerale care intră în alcătuirea concentrațiilor de substanțe minerale utile (mai puțin răspîndite) și minerale care intră în alcătuirea rocilor (care interesează din punct de vedere geotehnic).

Dacă ne referim la alte domenii de activitate (cercetare, minerit, industrie etc.) se pot face și alte clasificări, care însă nu fac obiectul acestei lucrări.

1.1.1. Forma de prezentare a mineralelor.

Majoritatea mineralelor care interesează domeniul inginero-geologic se prezintă în stare solidă, cristalizată sau amorfă.

Mineralele amorfe, denumite recent „mineraloide" se prezintă sub forma unor corpuri limitate de suprafețe neregulate sau curbe. Mineralele cristalizate se prezintă sub forma unor corpuri geometrice (cuburi, prisme, etc.) limitate de fețe plane, muchii și colțuri. Cristalele, foarte variate ca formă, au dimensiuni neegale și sînt legate între ele prin forțe de natură diferită. După formele geometrice în care cristalizează, mineralele se împart în șapte

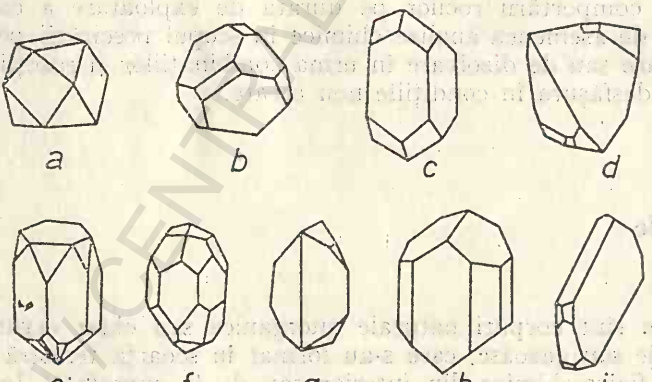


Fig. 1.1. Diferite forme de cristalizare a mineralelor:

a — dodecaedru romboidal (granați); *b* — cub tetraedru (blendă); *c* — prismă bipiramidală (zircon); *d* — trisfenoizi (calcopirită); *e* — prismă bipiramidală (topaz); *f* — romboedru (calcit); *g* — prismă verticală (mispichel); *h* — pinacoid (augit); *i* — pinacoid bazal (sanidină).

grupe, care constituie sistemele de cristalizare: cubic, patratic, hexagonal, trigonal (romboedric), rombic, monoclinic și triclinic (fig. 1.1.).Fiecare sistem de cristalizare are o formă geometrică de bază, cea mai simplă, din care derivă alte forme geometrice simple sau compuse.

Mineralele cristalizează mai rar în formele de bază, cele mai multe prezentîndu-se sub forme complicate, care derivă din cele de bază. Aceasta datorită faptului că în timpul formării lor, din lipsă de spațiu suficient pentru creșterea normală, cristalele și mineralele se stingheresc unele pe altele rezultînd cristale imperfecte (cu fețe neregulate și neplane, muchii și vîrfuri teșite etc.) sau sub formă de părți de cristale. Uneori cristalele aceluiași mineral apar asociate sub formă de macle (fig. 1.2). Cristalele se

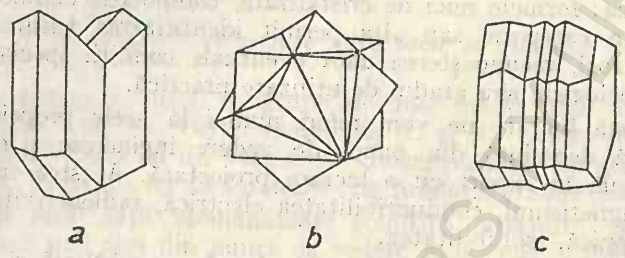


Fig. 1.2. Diferite tipuri de macle ale mineralelor:
a — maclă de alipire la gips; *b* — maclă de întrepătrundere la fluorină; *c* — maclă polisintetică la feldspații plagioclazi.

alipesc după anumite fețe, iar întrepătrunderile sau rotirile se fac după unghiuri cu valoare constantă, ceea ce ajută la identificarea mineralului. Prin alipirea mai multor cristale ale aceluiași mineral se nasc macle polisintetice. Asemenea macle se întîlnesc frecvent la feldspații plagioclazi.

În majoritatea cazurilor mineralele formează asociații de cristale, de granule cristaline sau de granule amorfe, denumite agregate. Agregatele pot fi alcătuite dintr-un singur mineral sau din mai multe minerale și se prezintă sub următoarele forme:

— agregate granulare, cele mai răspîndite, constituind asociații de unul sau mai multe minerale sub formă de granule de diferite mărimi.

— agregate compacte, grăunți de minerale foarte strîns alipite, al căror contur în genere nu poate fi recunoscut cu ochiul liber;

— druze și geode de cristale;

— oolite, mici corpuri sferice în interiorul cărora apar pături concentrice de minerale depuse în jurul grăunților de nisip sau a fragmentelor de cochilii;

— concrețiuni, forme sferice sau neregulate, uneori cu diametrul de zeci de centimetri, formate adeseori din cristale alungite așezate cu vîrful spre centru (aragonit, calcedonie etc.);

— forme diverse, rezultate din dizolvarea și cristalizarea mineralelor depuse, ca și druzele, în golurile din zăcămintele de substanțe minerale utile sau din diferite roci. Se întîlnesc în peșteri, mine părăsite (stalagmite, stalactite, agregate struguriforme, mamelonare etc.). Sub această formă apar: limonitul, calcitul, aragonitul, opalul etc.;

— agregate pămîntoase, asociații de minerale de obicei amorfe, sfărîmicioase.

În afara acestor asociații mineralele pot avea și alte forme de prezentare ca: dendrite (depuneri sub forma de ramuri fine) agregate lamelare, foioase, solzoase, aciculare, fibroase, tabulare.

1.1.2. Proprietățile mineralelor.

Mineralelor le sînt specifice o serie de proprietăți fizice și chimice. Unele din acestea se recunosc la simpla examinare vizuală, altele numai după supunerea la diferite încercări sau analize de laborator. Din prima categorie menționăm: culoarea, luciul, spărtura, uneori forma de cristalizare, iar din a doua: formele mici de cristalizare, compoziția chimică ș.a. Determinările de o categorie sau alta permit identificarea tuturor mineralelor existente în roci, recunoașterea unor eventuale condiții speciale de geneză și evoluție geologică, sau gradul de utilizare practică.

În această lucrare ne vom referi numai la acele proprietăți care au o importanță deosebită din punct de vedere ingineresc și care se determină de regulă în raport cu o lucrare proiectată. Acestea sînt: greutatea specifică, magnetismul, conductibilitatea electrică, radioactivitatea, conductibilitatea sonică, solubilitatea.

Greutatea specifică se exprimă în gf/cm^3, sau kN/m^3 și este raportul dintre greutatea mineralului și volumul lui. După acest caracter mineralele pot fi grupate în: minerale ușoare care au valori mai mici de 3,5 gf/cm^3 (minerale nemetalice, mineralele ușoare — bauxita — și mineralele amorfe pămîntoase); minerale de greutate medie, cu greutatea specifică între 3,5—7 gf/cm^3, în care intră majoritatea mineralelor metalice (cele mai multe sulfuri, oxizi, carbonați); minerale grele, cu greutăți specifice mai mari de 7 gf/cm^3, între care se includ unele sulfuri metalice, metale native grele sau combinații ale acestora. Determinînd greutățile specifice se pot identifica mineralele în laborator. Pe baza acestei proprietăți se pot realiza, gravitațional, cu lichide grele, sortări ale mineralelor cu aceeași densitate dintr-un amestec mai complex. De asemenea, se pot face și unele aprecieri privind gradul și intensitatea alterărilor pe baza unor măsurători gravimetrice sau acustice raportate la valorile cunoscute ale mineralelor în stare nealterată.

Magnetismul este proprietatea pe care o au unele minerale (magnetitul, cromitul etc.) de-a atrage acul magnetic.

Conductibilitatea electrică permite gruparea mineralelor în: bune conducătoare de electricitate (sulfuri metalice, oxizi metalici etc.); slab conducătoare de electricitate (amfiboli, piroxeni biotit, turmalină etc.); rău conducătoare de electricitate (cuarț, calcit, rodocrozit, ortoză, talc, muscovit etc.).

Radioactivitatea este proprietatea unor elemente chimice de a se dezintegra spontan, emițînd radiații α; β; γ, uneori cu degajarea unei mari cantități de căldură.

Conductibilitatea sonică este proprietatea unor minerale de a permite propagarea undelor sonice și seismice. Valoarea de propagare a undelor este în directă legătură cu sistemele de cristalizare și direcțiile de propagare în cadrul rețelei cristaline și a fețelor de cristale. Cunoscînd vitezele de propagare a undelor pe grupe de minerale (feldspați, amfiboli etc.) și cantitatea acestora în compoziția rocilor, se poate determina indicele de alterare a rocilor în baza raportului dintre valoarea de propagare a undelor în mineralele nealterate și valoarea vitezelor măsurate pe carotele extrase din rocă.

Solubilitatea sau proprietatea de a se dizolva în apă are o importanță specială, unele minerale (sarea, gipsul, calcitul) putînd duce, în cazul prezenței lor în terenul de fundare, la distrugerea construcțiilor.

1.1.3. Clasificarea mineralelor

Pe baza proprietăților menționate mineralele se clasifică în următoarele grupe:

Elemente native. Cuprind subgrupe ale unor metale (aur, argint, cupru etc.), semimetale (As, Sb, Bi) și metaloide (C și S). Aceste elemente interesează numai din punctul de vedere al concentrațiilor în zăcămintele de minerale utile. Prezența lor în terenurile de fundație trebuie însă semnalată.

Sulfuri și combinații asemănătoare (telururi, arsenuri, stibiuri etc.). Deși interesează mai ales din punct de vedere industrial — fiind surse principale pentru extragerea anumitor metale și metaloide — pot interesa și din punct de vedere inginero-geologice, întrucît combinațiile pe care le pot da cu apa sau cu materialele de construcții folosite (ciment, fier etc.) atrag distrugerea în timp a acestora.

Săruri halogene. Cuprind minerale care în cea mai mare parte posedă legături tipic ionice. Mineralele acestei grupe sînt din punct de vedere chimic săruri derivate de la acizii halogenilor, adică HF, HCl, HI, HBr. De asemenea, se mai găsesc și săruri hidratate ca și compuși cu oxidril $(OH)^-$, oxigen (O^{-2}), radicali de tipul $(SO_4)^{2-}$. Mineralele halogene sînt în general transparente, incolore sau colorate, cu greutatea specifică mică și solubilitatea foarte mare în apă. Geotehnic și hidrogeologic interesează în special în ceea ce privește antrenarea prin dizolvare cu consecințe asupra stabilității și chimismului apelor.

Oxizi și hidroxizi. Cuprind compușii care se întîlnesc în natură sub formă de oxizi simpli ca și sub formă de diferiți oxizi hidratați ai metalelor și nemetalelor. Litosfera cuprinde 17% din greutatea sa oxizi liberi, din care 12,6% revin siliciului și 3,9% fierului sub formă de oxizi și hidroxizi. Rețelele cristaline ale oxizilor și hidroxizilor sînt diferite, iar caracterele structurale ale acestora influențează proprietățile fizice ale mineralelor, în sensul că rețeaua este mai rezistentă în cazul oxizilor simpli și mai puțin rezistente în cazul hidroxizilor. În funcție de aceste stări intervin variații de coeziune, duritate, culoare etc.

Genetic se constată că oxizii și hidroxizii sînt în cea mai mare parte acumulați spre suprafața scoarței terestre, unde datorită oxigenului au loc procese de oxidare. În general, mineralele constituind ioni cu valențe inferioare (Fe^{2+}) trec prin oxidare în minerale cu ioni avînd valențe superioare (Fe^{3+}). În această situație rezistența edificiului cristalin slăbește, scăzînd forțele de legătură între minerale. Prin oxidare, se ajunge deci la o descompunere a mineralelor cu formarea de minerale noi, solubile sau insolubile în apă. Din punct de vedere geotehnic prezența mineralelor din această grupă interesează pentru determinarea zonelor de alterare în vederea stabilirii cotelor de fundare a construcțiilor și a măsurilor ce trebuie luate pentru asigurarea exploatării acestora.

Săruri oxigenate. Cuprind cele mai multe minerale (două treimi din totalul mineralelor) și sînt reprezentate prin silicați, carbonați, sulfați, fosfați, azotați, borați etc.

Silicații ocupă o treime din numărul mineralelor cunoscute în scoarța terestră fiind cele care intră obișnuit în alcătuirea rocilor. În afară de Si și O în compoziția silicaților intră numeroase elemente dintre care mai importante, după sistemul periodic, sînt: Li, Na, K, Be, Mg, Ca, B, Al, Ti, Zr, F, Cl, Mn, Fe. Rețelele cristalo-chimice ale silicaților sînt constituite din unități structurale de SiO_4 (grupe de tetraedri).

Diferitele rețele cristaline sînt în directă legătură cu stabilitatea chimică ce influențează alterarea mineralelor și rocilor.

Grupa silicaților include feldspați, feldspatoizi, piroxeni-amfiboli, mice-clorite, silicați de magneziu și minerale înrudite, silicați de aluminiu, granați și minerale înrudite, borosilicați, zeoliți etc.

Importanța mineralelor din grupa sărurilor oxigenate în geotehnică este deosebită dacă ținem seama de răspîndirea lor și de structurile complexe care le influențează stabilitatea la alterare. Sub acest aspect se impune un studiu adecvat.

1.2. Roci

Rocile reprezintă grupări naturale de unul sau mai multe minerale care iau parte însemnată la alcătuirea scoarței terestre și care s-au format prin variate procese endogene sau exogene. Procesele endogene creează rocile în interiorul pămîntului, în condiții de presiune și temperatură ridicată (roci magmatice sau eruptive-intrusive, roci metamorfice). Procesele exogene creează rocile la suprafața pămîntului prin fenomene de alterare, transport și depunere (rocile sedimentare).

Diferitele categorii de roci care intră în compoziția scoarței terestre (pe grosimea sa, apreciată în medie la cca 40 km) se pot exprima în procente astfel: roci magmatice 95%, roci metamorfice 4%, roci sedimentare 1%, (din care 0,8% argile, 0,12% gresii, 0,08% calcare și dolomite). Dacă se consideră însă partea superficială a scoarței, pe cca 4 000—5 000 m grosime, situația se schimbă radical, rocile sedimentare fiind acelea care predomină, urmîndu-le rocile metamorfice și eruptive.

1.2.1. Roci magmatice.

În scoarța Pămîntului la adîncimi de zeci de kilometri, datorită temperaturilor și presiunilor foarte ridicate, materia constitutivă se află în stare topită. Această topitură, denumită magmă, este formată dintr-un amestec de silicați, vapori de apă și alte gaze. Ca urmare a mișcărilor tectonice ale scoarței magmele ajung în părțile superioare, pierd încet sau rapid căldura și se consolidează dînd naștere la roci magmatice. Odată cu consolidarea are loc și o diferențiere a magmei, separîndu-se în prima fază magmele ultrabazice și bazice, bogate în oxizi de Fe, Mg, Ca și sărace în SiO_2, apoi magmele inter-

mediare și la sfîrșit abia cele acide, bogate în oxizi de Si, Al, K, Na. Prin consolidarea magmelor iau naștere roci magmatice (v. tabelul 1.1). Cînd consolidarea se face la adîncime mare, se formează rocile magmatice intrusive, plutonice sau abisice. Cînd, datorită presiunilor exercitate de gazele și vaporii de apă, topiturile pătrund prin zonele de slabă rezistență ale scoarței pînă în apropiere de suprafață, prin consolidare iau naștere rocilor magmatice subvulcanice sau hipoabisice. Dacă magma ajunge la suprafață și se consolidează în condițiile de presiune și temperatură scăzută, se formează rocile magmatice efuzive sau vulcanice. În consecință dintr-o topitură magmatică pot lua naștere atît rocile abisice, hipoabisice, cît și efuzive, funcție de adîncimea de consolidare, avînd aceeași compoziție chimică și mineralogică. Orice rocă abisică își are un corespondent în grupa hipoabisică sau efuzivă. Ascensiunea magmelor este însoțită de emanații de gaze (SO_2, HCl, CO_2, SH_2). Aceste emanații au loc și ulterior punerii în loc a magmei (postvulcanic) sub formă de fumarole, mofete, izvoare carbogazoase etc.

1.2.1.1. Caracteristicile rocilor magmatice

Principalele caracteristici care ajută la identificarea rocilor magmatice sînt forma de zăcămînt, structura, textura, compoziția chimică și compoziția mineralogică, toate legate direct de adîncimile de consolidare a magmelor. Formele de zăcămînt ale rocilor abisale și hipoabisale sînt batolitele,

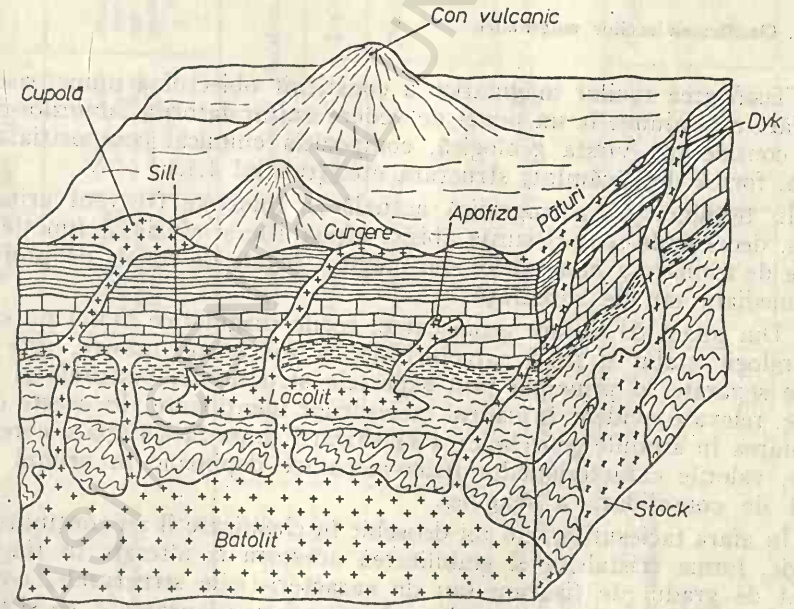


Fig. 1.3. Forme de zăcămînt ale rocilor magmatice.

stockurile, lacolitele, lapolitele, facolitele și pînzele intrusive care pot avea o mare extindere; întinderi reduse au apofizele, filoanele și neckurile, de regulă discordante față de formațiunile în care sînt intruse. Formele de zăcămînt ale rocilor efusive sînt curgerile și cupolele (fig. 1.3). Produsele solide

provenite din explozii vulcanice, *(piroclastite)* se dispun, în general, sub formă de strate.

Structura și textura sînt proprietăți ce depind de condițiile geologice de consolidare, care determină creșterea mineralelor și ordinea de cristalizare. Compoziția chimică se exprimă pe bază de oxizi, relevîndu-se în urma analizelor chimice prezența: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2, O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, MnO, H_2O, CO_2, SO_3, P_2O_5 etc. Variația procentuală a acestora după Washington este: SiO_2 — 24—85%, Al_2O_3 — 10—25%, FeO — 2—13%, MgO — 0,—50%, CaO — 0—17%, Na_2O — 0—14%, K_2O — 0—13%. Există diferite metode de stabilire a conținutului chimic al rocilor, care țin seama de corelațiile moleculare ale oxizilor (Niggli), de raporturile între numerele atomice (Zavariţki), de procentele gravimetrice ale oxizilor (Osann), de totalul moleculelor mineralelor standard etc. Toate metodele grupează cantitativ oxizii diferitelor elemente tipice stabilindu-se și compoziția mineralogică reală. Pe baza analizelor chimice se constată că bazaltele și andezitele bazice, împreună cu granitele și granodioritele, reprezintă cca 95% din volumul total al rocilor eruptive din scoarța terestră.

Din examinarea aprofundată a rezultatelor chimice și mineralogice, se pot face deducții asupra transformărilor suferite de rocile eruptive și asupra posibilelor transformări în timp ca urmare a schimbării condițiilor de zăcămînt.

1.2.1.2. Clasificarea rocilor magmatice.

Clasificarea rocilor magmatice a constituit obiectul a numeroase încercări fără a se ajunge la un punct de vedere unitar datorită factorilor de influență considerați: vîrsta geologică, compoziția chimică, compoziția mineralogică, formă de zăcămînt, structura etc. (tabelul 1.1.).

În terminologia petrografică actuală se folosește frecvent criteriul de facies, deosebindu-se faciesurile abisic, hipoabisic și efuziv, în funcție de condițiile de formare a mineralelor din magmă, legate de zonele de profunzime, intermediare sau de suprafață.

Din punct de vedere geomecanic, rocile magmatice avînd un conținut mineralogic stabil și fiind caracterizate ca roci dure, masive, este indicat să fie separate în principal prin aspectele structurale, texturale și mineralogice, relevate evident în cadrul faciesurilor menționate. În aceste condiții, adaptarea în studiile geotehnice a clasificării după facies apare corespunzătoare, valorile caracteristicilor fizico-mecanice depinzînd în primul rînd de locul de consolidare a magmei.

În afara faciesurilor, un rol deosebit în clasificare îl au conținutul mineralogic, forma cristalelor și stabilitatea acestora la alterare în timp. Indiferent de gradul de fisurare sau de caracteristicile structurale, conținutul în silice sau feldspați, în minerale melanocrate sau leucocrate, ca și transformările sau predispozițiile la diversele transformări, constituie elementele de bază în caracterizarea fizico-mecanică. În consecință faciesurile singure nefiind suficiente pentru caracterizarea fizico-mecanică, evidențiem în cadrul acestora și familiile de roci ce le aparțin și a căror separare se face pe criteriile secundare sus-arătate.

Clasificarea chimico-mineralogică a rocilor magmatice

Compoziția chimică			Roci acide 65% SiO_2		Roci intermediare 65-52% SiO_2			Roci bazice 52—48% SiO_2	Roci ultrabazice 48% SiO_2
Compoziția mineralogică			cuarț, ortoză plagioclaz acid, biotit, hornblendă, augit	cuarț, plagioclaz acid ortoză biotit, hornblendă, augit.	ortoză, albit, hornblendă, augit, biotit, uneori și 10% cuarț	ortoză, nefelin, microclin, albit.	oligoclaz, andezin, hornblendă, augit, biotit, uneori puțin cuarț	andezin, labrador, bytownit, anortit, dialag, hornblendă, biotit± olivină.	diallag, hornblendă, biotit±olivină.
Categoriile de roci în funcție de locul de consolidare magmei și de vîrstă	Roci efuzive sau vulcanice de suprafață)	Neovulcanice	Sticle acide (pechstein, obsidian, perlit, ponce)				Sticle bazice		
			Riolit	Dacit	Trahit	Fonolit	Andezit	Bazalt	Limburgit
		Paleovulcanice	Porfir cuarțifer		Porfir	—	Porfirit	Melafir (+ Olivin) Diabaz (—Olivina)	Kimberlit
	Roci subvulcanice sau hipoabisice (în apropiere de suprafață)		Pegmatite, aplite, lamprofire, porfire și porfirite						Aplit, Porfir și porfirit
	Roci intruzive sau abisice (de adîncime)		Granit	Granodiorit	Sienit	Sienit nefelnic	Diorit	Gabrou norit (—Diallag)	Periodotit (+olivină) Dunit (+ olivină) Piroxenit (olivină)
Familii principale			Granite	Granodiorite	Sienite	Sienite Nefelinice	Diorite	Gabrouri	Peridotite

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Faciesul abisic. Corespunde zonelor de formare a rocilor magmatice din adîncime, cu o răcire lentă și cu o diferențiere magmatică treptată, ceea ce face ca dezvoltarea mineralelor să fie uniformă (holocristalin), cu cristale echigranulare și cu texturi masive. Indiferent de familia de roci, caracteristicile structurale și texturale sînt identice, fie că predomină cristalele mari echigranulare sau cristalele mărunte. Ceea ce variază este conținutul mineralogic. Pe aceste criterii se deosebesc:

Familia rocilor ultrabazice. Au conținut redus de SiO_2 (45%) și o predominare de minerale melanocrate. Roci tip: peridotitele cu olivină și piroxeni, dunitele cu 95% olivină, hornblenditele.

Familia gabbrourilor. Constituită esențial din piroxeni și plagioclazi, la care se mai adaugă hipersten, hornblendă și biotit. Conținutul de SiO_2 cca 58%. Frecvența mineralelor melanocrate este de 25—50%, iar a celor leucocrate de 45—70%. Roci tip: gabbrourile cu piroxeni, amfiboli și plagioclazi, noritele cu plagioclazi, piroxeni rombici, biotit și hornblendă.

Familia dioritelor. Conținutul de SiO_2 variază între 52—62%. Predomină feldspatul plagioclaz, iar ca minerale melanocrate hornblenda. Roca tip este dioritul care, în funcție de cantitatea de cuarț, ia diverse denumiri: diorit cuarțifer (6—10% cuarț) și diorit cu cuarț (peste 10% cuarț).

Familia granodioritelor. Roci acide în care predomină plagioclazi, feldspați potasici, cuarț, hornblendă, biotit, rareori piroxeni. Roca tip este granodioritul cu biotit, cu biotit și hornblendă, cu hipersten, tonalite, unele banatite etc.

Familia granitelor. Roci acide, avînd ca tip granitul. După raportul între conținutul de feldspați calcoalcalini și alcalini se diferențiază în: granite calcoalcaline, cu minerale leucocrate (cuarț-feldspat potasic plagioclaz, mice și amfiboli); granite alcaline cu oarecare variație a mineralelor melanocrate (amfiboli și piroxeni).

Familia rocilor sienitice. Conținutul în silice mai mic decît al granitelor; predomină alcalii. Cuarțul în general lipsește, iar ca minerale leucocrate predomină ortoza; dintre melanocrate — hornblenda. În afara acestor minerale mai conțin microclin, anortoză, biotit și augit. Roci tip: sienite cu hornblendă, sienite cu biotit, sienite cu augit. În cadrul acestei familii s-au introdus și sienitele cu feldspatoizi în care predomină ca minerale: nefelinul, cancrinitul, noseanul, leucitul și analcimul. Ca minerale melanocarte sînt prezente amfibolii, piroxenii și biotitul. Din punct de vedere fizico-mecanic nu apar diferențieri între cele două familii de roci.

Familia gabbrourilor și bazaltelor alcaline. Roci bazice subsaturate, nefelinice, prezentînd grade de tranziție între gabbrouri cu nefelin și sienite nefelinice propriu-zise. Mineralogic se caracterizează prin prezența plagioclazilor bazici (labrador și bitownit) amfiboli sodici și augit. Mai conțin biotit, feldspatoizi și ortoză. Funcție de chimism (sodice sau potasice) se deosebesc varietăți mai rare cu denumiri speciale.

Familia silicatitelor. Roci intrusive masive lipsite sau cu conținut redus de silice, dar cu conținut bogat în fier, crom etc. Roci tip: magnetit, ilmenit, cromitit.

Faciesul hipoabisic. Corespunde zonelor intermediare, cu răciri și cristalizări mai repezi (însă nu atît cît în zona de suprafață), la temperaturi și presiuni foarte variabile, cu formare de minerale tipice acestui regim, și cu

structuri de tranziție, între care predomină cele grafice sau pegmatoide. Structurile panidiomorfe sau hipidiomorf-grăunțoase sînt de asemenea frecvente, avînd ca particularitate prezența de cristale mari, adesea inechigranulare, înglobate într-o masă cristalizată în granule de dimensiuni foarte reduse. Se mai întîlnesc și structuri porfirice, masa microcristalină fiind uniform cristalizată, cu fenocristale de diverse mărimi și forme. În general apare o diversitate largă de forme de zăcămînt care face ca și variația caracteristicilor fizico-mecanice să fie mare. Cuprinde următoarele familii:

Familia rocilor ultrabazice, reprezentată prin piroxenite sau hornblendite hipoabisice formate din: olivină, hornblendă, calcit, biotit, piroxeni plagioclazi etc.

Familia gabbrourilor, reprezentată prin gabbrouri fin cristalizate (structura ylitică), cu plagioclazi, piroxeni, hornblendă și olivină, norite și gabbrouri cu cristale bine dezvoltate (pegmatitice), norite porfirice și lamprofire. Structura ofitică panidomorfă, pegmatoidă sau porfirică.

Familia dioritelor, reprezentată prin pegmatite, diorite aplitice sau diorite porifirice, avînd ca minerale principale plagioclazi, cuarț, biotit și piroxeni. Structura este tipic pegmatoidă aplitică sau chiar porfirică.

Familia granodioritelor, reprezentată prin tonalite aplitice, riobazalte, etc., roci cu plagioclazi, feldspați, cuarț, hornblendă, biotit și piroxeni în procentaje variate. Structurile pot fi hipidiomorf- grăunțoase, aplitice sau porfirice.

Familia granitelor, reprezentată prin aplite granitice sau rapakivice, pegmatite, porfire granitice din grupa alcalină sau calco-alcalină. Mineralele predominante și variate în conținut, funcție de grupă, sînt cuarțul, feldspatul, micele, piroxenii, amfibolii, turmalina, ortoza albitul. Structurile variază de la hipidiomof grăunțoase la pegamatitice, aplitice sau porfirice.

Familia sienitelor, reprezentată prin porfire sienitice, monzonite, sienite pegmatitice, sienite aplitice, porfirite sienitice etc. Predomină mineralele leucocrate (feldspați, ortoză, albit, feldspatoizi) și mai puțin melanocrate (biotit, olivină, egirin). Structura variază între hipidiomorf-grăunțoasă aplitică, pegmatitică și porfirică.

Familia gabbrourilor și bazaltelor alcaline, reprezentată prin porfirite, aplite, etc, cu conținuturi mineralogice foarte variate și structură panidiomorfă pînă la porfirică.

Familia nesilicolitelor. Nu are corespondent în faciesul abisic. Sînt reprezentate prin apatifolite cu apatit, nefelin, egirin sau prin carbonatite cu carbonați, cancrinit, silicați. Structura acestor roci este zaharoidă, grăunțoasă sau pegmatitică porfirică.

Familia silicolitelor, reprezentată prin marondite cu corindon, manganit, biotit, plagioclazi, apatit, granați, turmalină și disten.

Faciesul efuziv. Se referă la zona de suprafață în care are loc o răcire bruscă a lavei în mediu marin sau continental, și legat de aceasta, rocile prezintă structuri tipice porfirice, cu forme în general mari, înglobate într-o masă sticloasă. Dacă în faciesul abisic și hipoabisic sticla lipsea, în cadrul acestui facies abundă, ajungîndu-se chiar la roci în exclusivitate sticloase (piatra ponce). Cuprinde o mare varietate de roci, condiționate de relațiile cu rocile înconjurătoare și de modul de punere în zăcămînt (revărsări submarine sau continentale interstratificate sau pur și simplu întrepătrunderi

în rocile sedimentare). De aceste aspecte trebuie să se țină seama cînd se fac aprecieri asupra caracteristicilor fizico-mecanice. Diferitelor familii le corespund roci caracteristice astfel:

Familia rocilor ultrabazice, reprezentată prin periodotite efuzive, perkinite (melilitite, perlite, capelite cu olivină, augit, plagioclazi, nefelin, biotit etc). Structura este porfirică avînd caracteristică o masă sticloasă în care sînt înglobate mineralele menționate, bine individualizate.

Familia gabbrourilor, reprezentată prin roci efuzive bazice neovulcanice, bazalte, în care mineralele principale sînt: augit, plagioclazi, olivină și sticlă bazică. Structura este porfirică sau uneori microcristalină. Mai sînt de menționat aici rocile paleovulcanice (diabaze și melafire), în care mineralele principale sînt plagioclazii, piroxenii, olivina, calcitul și epidotul. Structura lor este in general porfirică, iar la diabaze ofitică sau intersertală.

Familia dioritelor, roci neovulcanice reprezentate prin andezite și porfirite andezitice, avînd cca 46% plagioclazi, asociați cu hornblendă piroxeni, biotit și foarte puțin cuarț. Structura este în general porfirică.

Familia granodioritelor. Cuprinde două subfamilii de roci: neovulcanice și paleovulcanice. Rocile neovulcanice, alcătuite din plagioclazi și subordonat cuarț liber în formă de fenocristale, sînt reprezentate prin dacite cu plagioclazi și cuarț, riodacite cu plagioclazi și 20% minerale melanocrate, prin riobazalte cu plagioclazi, cuarț și 35% minerale melanocrate. Rocile paleovulcanice, caracterizeate prin diseminarea în pastă a cuarțului, sînt reprezentate prin porfirite cuarțifere. Structura ambelor tipuri de roci este porfirică.

Familia granitelor. Cuprinde ca varietăți neovulcanice riolite liparite; varietățile paleovulcanice sînt reprezentate prin porfire cuarțifere riolitice, cu ortoză, cuarț, plagioclazi, biotit, apatit etc. Structura este porfirică iar textura fluidală. Varietățile sticloase sînt reprezentate prin vitrofire, perlite, obsidian, piatră ponce.

Familia sienitelor. Cuprinde ca roci neovulcanice trahite cu sanidin, plagioclazi, oligoclaz, andezin, biotit și hornblendă, fonolite cu sanidin, anortoză, nefelin, augit, și hornblendă; varietățile paleovulcanice sînt reprezentate prin porfirite cu cuarț, leucit, nosean, andezin și biotit. Structura este porfirică.

Familia gabbrourilor și bazaltelor alcaline. Cuprind o varietate mare de roci separate după cantitatea de minerale melanocrate sau leucocrate (bazalte alcaline, bazaltoide, bazalte nefelinice, melilitice etc.) și cu denumiri specifice: nefelinit, tefrit etc. În cadrul acestei familii se diferențiază și un facies cu „roci verzi reprezentat prin essexit, diabaze cu ortoză, sau diabaze cu analcin și ortoză. Structurile tuturor acestor roci sînt porfirice.

Familia silicatelitelor. Cuprind în cea mai mare parte produse ale proceselor de cristalizare timpurie a magmelor sau a proceselor de pirometamorfism (arapahit cu 60% magnetit, 25% plagioclazi, 15% piroxeni și 4% apatit). Structura tipic porfirică.

Familia piroclastitelor. Cuprinde produsele acumulate din rocile efuzive ale majorității familiilor amintite, care în timpul erupțiilor au constituit bombe vulcanice, lapili sau cenușă vulcanică și care s-au depus în mediu marin sau continental, rezultînd aglomerate, brecii și tufuri vulcanice.

Dacă în procesul de sedimentare acestor materiale li s-au adăugat particule argiloase au rezultat roci tufogene sau tufitice.

1.2.1.3. Structura și textura rocilor magmatice

Structura și textura rocilor sînt, în general, caractere constante, strîns legate de natura lor și de evoluția geologică, constituind un mijloc relativ comod pentru aprecierea calitativă a terenurilor de fundare, înainte de efectuarea unor studii speciale de teren.

Structura rocilor magmatice este determinată de gradul de cristalizare a componentelor, cantitatea relativă de sticlă (masă vitroasă), mărimea componenților minerali, forma componenților etc. În funcție de acestea se disting următoarele structuri principale:

Structura holocristalină, la care toți componenții sînt cristalizați, roca fiind lipsită de masă sticloasă. Este caracteristică rocilor abisice și hipoabisice (granit, gabrou, aplit etc.).

Structură hipocristalină, la care componenții minerali sînt în parte cristalizați în parte amorfi (sticlă). Este caracteristică rocilor efuzive (dacit, andezit etc.).

Structura sticloasă, la care toți componenții minerali sînt amorfi: obsidianul, pechsteinul, piatra ponce etc. Este caracteristică rocilor efuzive.

După mărimea absolută a granulelor minerale sau a cristalelor se deosebesc: *structură faneritică*, cu granulație mare (5 mm), medie (1—5 mm) și mică (1 mm); *structură afanitică:* microlitică (microcristalină) și felsitică (criptocristalină).

După mărimea relativă a cristalelor sau a granulelor se disting *structuri granulare* sau echigranulare caracteristice rocilor abisice sau hipoabisice, și *porfirice* sau *inechigranulare* caracteristice rocilor efuzive.

După forma componenților minerali s-au separat *structuri idiomorfe* (roci abisice), *hipidiomorfe* (hipoabisice) și *xenomorfe* (efuzive). În cazul în care cristalizările au loc simultan, au loc concreșteri între minerale și cristale rezultînd structuri *grafice* sau *pegmatitice, granofirice, ofitice, hialopelitice, trahitice, opalitice, poikilitice* etc, caracterizate prin tipul și forma cristalelor ca și prin sistemul de întretăiere sau concreștere.

Ca urmare a mișcării magmei vîscoase și a fluxului continuu de magmă care influențează cristalizarea, se formează structuri particulare: protoclastică, scheletică, sferolitică, corodată, relictă, etc.

Textura rocilor magmatice. Este determinată de mișcarea topiturii în timpul consolidării și cristalizării mineralelor. Dacă în masa rocii nu se observă mișcări ale componentelor minerale, roca are o *textură neorientată* sau *masivă*. Asemenea texturi sînt caracteristice rocilor intrusive care s-au pus în loc după încetarea mișcărilor tectonice. Dacă se observă urma unei deplasări a mineralelor din magmă, urmare a diverselor mișcări ale acesteia (curenți de convecție, stress etc), apar *texturi paralele, trahitice, rubanate, lamelare, vacuolare microlitice, amigdaloide* etc. caracteristice rocilor efuzive. În timpul consolidării magmelor au loc contracții și se creează tensiuni, care duc la formarea în cristale a unor fisuri dispuse haotic, sau pe liniile de separație dintre minerale.

1.2.1.4. Fenomene de transformare a rocilor magmatice

Asemenea fenomene modificînd uneori esențial caracterele fizico-mecanice ale rocilor prezintă o deosebită importanță pentru aprecierea calității terenului de fundare. Ele se referă atît la modificările endogene, care au

avut loc odată cu formarea rocii propriu-zise, cît și la modificările exogene, ce apar sub acțiunea agenților externi. De regulă, mai ales în ultimul caz, efectele distructive sînt mai intense dacă rocile au fost intens tectonizate. Transformarea rocilor magmatice este în strînsă legătură cu conținutul chimico-mineralogic și locul de consolidare (facies). Astfel, rocile omogene cu structură holocristalină, corespunzătoare faciesului abisic, suferă în timp transformări mai reduse decît rocile neomogene, porfirice, din faciesul efuziv.

Fenomenele de transformare endogene, respectiv procesele magmatice de autometamorfism sau autometasomatism sînt, de asemenea, în directă legătură cu fazele de erupție și diferențiere magmatică, ca și cu aportul corespunzător de substanțe lichide și volatile ale acestor faze.

Fenomenele de transformare a rocilor magmatice se manifestă ca fenomene distructive, care diminuează caracteristicile fizico-mecanice ale rocilor, prin schimbări atît în ceea ce privește chimismul și tipul de minerale, cît și rețelele de cristalizare și stabilitatea acestora. Astfel propilitizarea andezitelor se produce prin transformarea feldspaților în sericit, clorit și epidot iar mineralele melanocrate în clorit, epidot, uralit și calcit. Aceste modificări, cu formarea de noi minerale, facilitează transformarea ulterioară prin procesele exogene. Mineralele nou formate în general fiind mai puțin stabile continuă să se transforme relativ repede în minerale argiloase: sericit, caolinit, illit etc., cu caracteristici fizico-mecanice foarte scăzute. Construcțiile mari, mai ales cele subterane, reclamă o cunoaștere detaliată a acestor fenomene, pentru o amplasare cît mai economică a uvrajelor și pentru prevederea măsurilor constructive necesare.

În acest scop vom descrie în continuare principalele transformări ale rocilor magmatice, menționînd căror grupe de roci le sînt atribuite, cît și consecințele posibile.

Serpentinizarea. Este caracteristică rocilor ultrabazice și bazice (peridotite, gabbrouri, bazalte), ca și altor roci care au în componență un procent ridicat de hornblendă și piroxeni. Fenomenul constă în transformarea acestor minerale, care sînt silicați de Mg, cu sau fără Fe (cu duritatea între 4—6 și greutăți specifice între 3,1—3,5), într-un silicat hidratat — serpentinul — care are duritatea 3—4, greutatea specifică 2,7 și este ușor atacat de acizi. Fenomenul se datorează, de fapt, unui autometamorfism sau metasomatism, ca urmare a aportului de H_2O și CO_2 din adîncime, care duce la separarea aproape completă a fierului și silicei fiind ajutat și de presiunea ridicată. Majoritatea serpentinitelor sînt constituite din varietatea antigorit, format în condiții de comprimare. Varietatea crisotil fibros se formează în mediu obișnuit, în care nu au intervenit fenomene mecanice. Prezența antigoritului indică astfel o tectonizare intensă și caracteristici fizico-mecanice cu valori reduse. Multe din serpentinite conțin și talc sau chiar trec în talc (duritate 1, gr. sp. 2,7). Trecerea are loc ca urmare a adaosului de SiO_2 din corpurile eruptive mai adînci și mai rar din SiO_2 provenit din autometamorfism. Prezența acestor minerale în masa rocilor diminuează, de asemenea, caracteristicile fizico-mecanice. Serpentinizarea este însoțită și de o creștere a volumului, fapt pentru care nu este întîlnită la adîncimi mari. Creșterea de volum face ca în procesul excavațiilor subterane la adîncimi mai mari să aibă loc decomprimări importante cu presiuni radiale, care impun sprijiniri suplimentare. În cazul transformării pînă la formarea talcului pot apărea, în prezența aerului și apei, alunecări.

Uralitizarea. Este caracteristică gabbrourilor, ca urmare a transformării piroxenilor într-o masă fibroasă de amfibol cu hornblendă numită uralit. Fenomenele au loc și în alte tipuri de roci cu piroxeni (diorite, granite, sienite, gabbrouri și bazalte alcaline etc). Uneori în timpul substituirii piroxenilor cu uralit, plagioclazul se albitizează, iar olivina trece într-un amestec de talc cu actinot.

Sausuritizarea. Este caracteristică, de asemenea, gabbrourilor ca și rocilor cu plagioclazi. Constă în transformarea plagioclazilor într-un agregat fin grăunțos, de culoare verzuie cenușie, format din zoizit, epidot, albit, calcit, sericit și zeoliți. Substituirea are loc sub influența fenomenelor de autometamorfism sau a fenomenelor legate de metamorfismul dinamic. Atît uralitizarea, cît și saussuritizarea sînt legate fie de mari dizolocații tectonice, fie de procesele postmagmatice.

Propilitizarea. Este caracteristică andezitelor și altor roci cu feldspați. Soluțiile hidrotermale care duc la formarea de zăcăminte metalifere produc adesea o intensă transformare a rocilor andezitice formînd roci de culoare verde denumite propilite. În aceste roci feldspatul devine mat și este transformat într-un agregat de sericit, zeoliți, calcit, și epidot, iar mineralele melanocrate sînt transformate în clorit, epidot, uralit, și calcit. Pasta se transformă și ea într-un agregat din cuarț, feldspat, clorit, epidot, sericit și este impregnată cu pirită. Propilitizarea se pare că este condiționată mai ales de activitatea soluțiilor apoase bogate în CO_2, care pot proveni atît din faza hidrotermală de consolidare a masei magmatice, cît și din afara ei.

Caolinizarea și sericitizarea. Constau din transformarea feldspaților și muscovitului în caolin și sericit fie sub influența soluțiilor hidrotermale fie ca urmare a unor infiltrații de apă din precipitații încărcată cu CO_2. În primul caz, caolinizările au loc în profunzime, iar în cel de al doilea caz în zonele superficiale, fiind legate și de intense tectonizări. Procesul de caolinizare constă în formarea caolinitului, mineral argilos de bază, rezultat din feldspați. La granite, caolinizarea parțială ușurează grusificarea, respectiv separarea mineralelor și formarea unei roci mobile granulare (grus).

Cloritizarea—limonitizarea. Sînt transformări care duc la formarea cloritelor pe seama mineralelor melanocrate, iar într-un stadiu mai avansat la oxidarea totală a fierului, cu formarea de limonit.

Zeolitizarea este tipică rocilor eruptive și constă din transformarea feldspaților și feldspatoizilor în zeoliți, minerale tipice de metasomatism.

Calcitizarea, epidotizarea, scapolitizarea. Constau în apariția carbonatului de calciu, a epidotului sau a scapolitilor, ultimele două fiind minerale cu elemente halogene (Cl, Fe), ușor dizolvabile.

Spilitizarea. Este un fenomen întîlnit în general în lavele bazalitice (melafire și diabaze) și constă, prepondernt, din albitizarea plagioclazilor intermediari și bazici, ca urmare a degajării din magmă a gazelor mineralizatoare ce elimină sodiul și silicea, necesare procesului de albitizare. Lavele bazaltice normale se transformă în spilite astfel:

$$CaAl_2Si_2O + CO_3Na_2 + 4SiO_2 \longrightarrow 2NaAlSi_3O_8 + CaCO_3$$

Fenomenele de transformare menționate sînt mai evidente la rocile din faciesul efuziv sau hipoabisic, cu structuri porfirice, sticloase, pegmatitice

sau intersertale și mai puțin evidente la rocile din faciesul abisic cu structuri panidiomorf-grăunțoase, echigranulare. Eficacitatea acestor transformări este în directă legătură cu forma de zăcămînt cu masivitatea acestuia cu gradul de tectonizare, cu natura rocilor înconjurătoare și a soluțiilor injectate ulterior. În general, în cazul zăcămintelor mari transformările au loc numai în zonele periferice aporturile ulterioare de substanță făcîndu-se la contactul cu rocile înconjurătoare (dacă acestea au fost impermeabile) sau chiar în acestea afectînd mai puțin masivul magmatic propriu-zis, dacă rocile înconjurătoare sînt permeabile. În această ultimă situație au loc fenomene complexe de metamorfism de contact.

1.2.1.5. Proprietățile fizico-mecanice generale ale rocilor magmatice

Cunoscînd aspectele faciale, structurale și mineralogice și ținînd seama de transformările care pot avea loc în rocile magmatice, se pot face unele aprecieri utile cu privire la proprietățile lor fizico—mecanice generale. La baza acestei aprecieri stau și numeroase valori obținute prin încercări de laborator și teren de către institutele de proiectări din țară. În prealabil se impun însă unele observații. Astfel, se știe că cele mai puțin sensibile la transformări sînt mineralele leucocrate, bogate în cuarț, anume feldspații și feldspatoizii; mineralele melanocrate (olivină, biotitul și hornblenda) sînt mai puțin predispuse alterării. În corelație cu acestea se poate deduce că lipsa cuarțului și a feldspatului din rocile ultrabazice atrage valori fizico—mecanice reduse. Experiența arată totuși că în condițiile în care aceste roci nu au suferit alterări, rezistența crește odată cu creșterea conținutului de minerale melanocrate (augit, piroxeni, olivină), cu toate că rezistența mecanică a acestora nu depășește pe cea a feldspatului sau a cuarțului.

Explicația acestei constatări o găsim în legătura mai strînsă ce se realizează între granulele rocilor cu minerale melanocrate, decît între granulele rocilor cu minerale leucocrate. În afară de aceasta, la rocile granitice, ca și la cele bogate în feldspați și mică, prezența mineralelor în formă de lame, cum este mica, și clivajul dezvoltat în două direcții ale feldspaților scad rezistența acestor roci. Cuarțul, deși este un mineral cu o duritate și o rezistență foarte mari nu contribuie întotdeauna la o mărire a rezistenței rocii. În adevăr s-a constatat că la rocile magmatice la care cuarțul formează un schelet de cristale legate între ele cu spațiile umplute cu alte minerale, rezistența este mai mică decît la rocile în masa cărora granulele de cuarț, deși numeroase, nu sînt legate între ele, ci sînt dispersate printre celelalte minerale. Aceste comportări pot fi puse și pe seama casanței cuarțului.

În general, mineralele din roci se prezintă ca agregate reunite între ele uneori cu ajutorul unei matrice microcristaline sau vitroase. Rezistența la rupere a rocilor depinde de rezistența matricei dar și de suprafața de contact dintre particule; ea este deci invers proporțională cu mărimea particulelor. Comportarea rocii este de asemenea afectată de imperfecțiunile structurii și texturii (pori, fisuri, incluziuni etc.) Ca urmare a acestor relații granulometrice, se constată, de exemplu, că bazaltul, care are o structură microcristalină, este mult mai rezistent decît granitul, care are o strucută mai grosieră.

Prezența în structura rocilor magmatice a unor componente amorfe vitroase fin cristalizate micșorează mult rezistența. Astfel bazaltul cu olivină, cu o granulație fină, ajunge la o rezistență de rupere la compresiune de 5 000 kgf/cm^2, pe cînd lava bazaltică sticloasă cu aceeași structură are rezistența de numai 150—300 kgf/cm^2. De asemenea ofitele, care reprezintă o varietate de diabaze cu structură microlitică și o textură ofitică, au o rezistență de 2 400—3 400 kgf/cm^2, pe cînd doleritele, cu aceeași structură și textură dar cu material vitros, au o rezistență de 700—900 kgf/cm^2.

Gradul de tectonizare, alterare și transformare a rocilor magmatice, structura, textura și forma de zăcămînt influențează, deci, caracteristicile fizico-mecanice. Dar și alți factori pot contribui la diminuarea caracteristicile fizico-mecanice (infiltrații de apă, saturarea cu apă, etc). Valori mai constante sînt întîlnite în general la structurile echigranulare, iar mărimile acestora sînt influențate, în cadrul aceleiași structuri, de mărimea cristalelor. Structurile microcristaline echigranulare sînt caracterizate prin valori mai ridicate decît cele cu cristale echigranulare mari. De asemenea, în cadrul structurilor porfirice, valori mari au structurile porfirice microlitice sau microporfirice, în comparație cu structurile holocristaline și sticloase.

Întrucît nu dispunem de rezultate de laborator sau de teren pentru toate tipurile de roci, precizăm că pentru multe roci, valorile din tabelele 1.2, 1.3 și 1.4 s-au apreciat în funcție de modul de zăcămînt, conținuturile mineralogice, aspectele structurale și texturale.

1.2.2. Roci metamorfice.

Rocile metamorfice au la origine roci magmatice sau sedimentare, care au fost supuse în scoarța Pămîntului la temperaturi și presiuni ridicate, uneori cu aport de substanțe chimice. Aceste condiții au făcut ca rocile să sufere transformări radicale de natură chimică, mecanică sau mixtă. Factorii fundamentali care influențează, provoacă sau accelerarează transformarea, ca și adaptarea mecanică și chimică a rocilor în procesul de metamorfism sînt: temperatura, presiunea litostatică, presiunea orientată produsă în fazele de orogeneză (stress), compoziția chimică a rocii. În baza legăturii genetice dintre tipul de metamorfism și procesul geologic care îl determină se deosebesc următoarele grupe mari de metamorfism: de contact, regional și dinamic.

1.2.2.1. Metamorfism de contact

Metamorfismul de contact constă în transformarea rocilor sub influența temperaturii înalte și a reacțiilor chimice, care se produc datorită soluțiilor și gazelor degajate de o masă eruptivă din apropiere. El poate fi deci cu sau fără aport de substanțe noi.

Temperatura și reacțiile chimice duc la transformări calitative esențiale. De exemplu, transformarea olivinei în augit, a hornblendei în tremolit, a piroxenilor în biotit și clorit, a anortitului în albit. Procesul acesta de transformare se numește a u t o m e t a m o r f i s m.

Tabelul 1.2.

Caracteristicile fizico-mecanice orientative ale rocilor magmatice din faciesul abisic

Familii de roci	Tipuri de roci	Conținut mineralogic		Structură	Textură	Fenomene de transformare alterare	Caracteritsici fizico-mecanice					
							greut. volum. γ_{in}	rez. compr. R_c	rezist. conv. σ_c	modul elasti-citate static E_s	modul elastic. dinamic E_d	frecare rocă/ rocă tg φ
Ultrabazice	Peridotite	olivină, piroxen.		Echigranulară holocristalină grăunțoasă	Masivă	serpentinizări	3,2	2 000	30	100 000	150 000	0,8
	Dunite	olivină						↓	↓	↓	↓	
	Piroxenite	enstatit, diaclagit						↓	↓	↓	↓	
	Hornblendite	hornblendă.						4 000	60	4 000 000	450 000	
Gabrouri	Gabrouri	piroxeni, amfiboli, biotit, plagioclaz. $SiO_2 < 58\%$				uralitizări saussuritizări	2,95	2 000	30	100 000	150 000	0,8
	Norite	plagioclazi, piroxeni, biotit, hornblendă.				albitizări		↓	↓	↓	↓	
								400	60	400 000	450 000	
Diorite	Diorite cuarțifere	cuarț $< 10\%$	feldspat și hornblendă.			caolinizări	2,82	1 000	20	75 000	90 000	0,8
	Diorite cu cuarț	cuarț $> 10\%$				cloritizări	2,62	3 000	30	100 000	150 000	0,8

BCU IAȘI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Granodiorite	Granadiorite tonalite	plagioclazi, cuarț, hornblendă, biotit, piroxeni.			caolinizări cloritizări	2,7	2 000	30	100 000	150 000	0,8
Granite	Calco-alcaline	cuarț, feldspați cu K, Si, Na, mice amfiboli			albitizări saussuritizări caolinizări	2,65	1 000	30	35 000	90 000	0,8
	Alcaline	cuarț, feldspat Na, K, mica, amfiboli					3 000	45	120 000	175 000	
Sienite, sienite cu feldspatoizi	Sienite cu hornblendă Sienite cu biotit Sienite cu augit	ortoză, microclin, sanidin, hornblendă, mică, augit.			zeolitizări sericitizări	2,65	1 500	35	85 000	1 00 000	0,7
	Sienite cu feldspatoizi	nefelin, cancrinit, noscan leucit.									
Gabrouri și bazalte alcaline	Shonkinite Theralite Essexite Isolite Fergusite Turjaite	plagioclazi bazici, amfibolite sodice augit, ortoză, biotit felspatoizi.			caolinizări serpentinizări cloritizări	2,65	1 200	32	80 000	800 000	0,74
Șilicalite	Magnetite Ilmenite Cromite	fier crom titan			—	3,2	1 200	25	60 000	360 000	0,8

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Caracteristicile fizico-mecanice orientative ale rocilor magmatice din faciesul hipoabisic

Familii de roci	Tipuri de roci	Conținut mineralogic	Structură	Textură	Fenomene de transf.	Caarcteritici fizico-mecanice					
						Greut. vol. γ_w	Rez. compr. R_c	Rez. conv. σ_c	Modul elasticitate static E_s	Modul elastic. dinamic E_d	Frecat roca/ rocă tg $\varphi°$
Ultrabazice	Piroxenite, Hornblendite	olivină, hornblendă, calcit, biotit, piroxeni, plagioclazi	Echigranulară sau porfirică	Masivă	sericitzări,	3,3	1000 ↓ 15 000	20 ↓ 35	25 000 ↓ 100 000	40 000 ↓ 200 000	0,7
	Gabrouri aplitice	plagioclazi, piroxeni, hornblendă, olivină.			uralitizări,	2,8	1500	35	100 000	200 000	0,7
Gabrouri	Dolerit (Diabaz)	plagioclazi, piroxeni, olivină, biotit.			cloritizări		↓	↓	↓	↓	
	Norite, Lamprofire						2 500	40	115 000	290 000	
Diorite	Pegmatite, Diorite Banatite,	plagioclazi cuarț, biotit, piroxeni			calcitizări	2,5	1 200	20	90 000	270 000	0,65
Granodiorite	Tonalite aplitice, Riobazalte	plagioclaz, cuarț, hornblendă, biotit piroxeni.			caolinizări,	2,5	800 ↓ 1 200	17 ↓ 25	60 000 ↓ 90 000	180 000 ↓ 270 000	0,7

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Granite	Aplite granitice, pegmatitice, Porfire granitice	cuarț, feldspat, mice, piroxeni, amfiboli, turmalină, ortoză, albit.		-idem	2,5	1 800	40	110 000	270 000	0,7
Sienite, sienite cu feldspatoizi	Porfire sienitice, Monzonite, Sienite, Sienite-aplitice	feldspați, ortoză, albit, feldspatoizi, biotit, olivină, egirin.		zeolitizări	2,55	800 ↓ 1 100	17 ↓ 30	60 000 ↓ 100 000	180 000 ↓ 200 000	0,65
	Shonkinite, Theralite, Essexite, Isolite (Porfirite, Aplite).	ortoză, nefelin, plagioclazi, leucit			2,6	900 ↓ 1 400	20 ↓ 30	62 000 ↓ 100 000	180 000 ↓ 300 000	0,7
Gabrouri și bazalte alcaline	Apatitolite Carbonatite	apatit, nefelin, egirin, carbonați, cancrinit, silicați de Ca		sericitizări	2,75	1 300	22	95 000	270 000	0,7
						1 200	22	90 000	270 000	0,7
Silicalite	Marundite	corindon, manganit, biotit, plagioclazi, apatit, granați, turmalină, disten.			2,55	600	15	35 000	100 000	0,65

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.4.

Caracteristicile fizico-mecanice orientative ale rocilor magmatice din faciesul efuziv.

Familii și tipuri de roci	Conținutul mineralogic	Structură	Textură	Fenomene de transformare altterare	Caracteristici fizico-mecanice					
					Greut. vol. γ_w	Rez. compr. R_c	Rez. conv. σ_c	Modul elasticitate static E_s	Modul elast. dinam. E_d	Frecare rocă/rocă tg φ
Ultrabazice	olivină, augit, plagioclazi, nefelin, biotit, etc.	Porfirică Microlitică Micro-porfirică Sticloasă	Masivă	serpentinizări; cloritizări.	3,1	700 1 250	15 30	80 000	300 000	0,65
Gabrouri	augit, plagioclazi, apatit, olivină, sticlă bazică piroxeni, calcit, epidot			cloritizări, uralitizări, serpintinizări	3,1	600 1 100	15 27	90 000	300 000	0,65
				albitizări, epidotizări zoizitizări, caolinizări.	2,8	1 300	27	70 000	30 0000	0,65
Diorite	plagioclazi 40%, hornblendă, piroxeni, biotit, cuarț			cloritizări, uralitizări, calcitizări.	2,6	1 500	30	80 000	320 000	0,65
	plagioclaz 55%, enstatit, ortoză, augit, biotit, cuarț.			sericitizări, caolinizări, propilitizări,	2,6	800	20	60 000	300 000	0,65
Granodiorite	cuarț, plagioclazi, cuarț liber sticlă, melanocrate			caolinizări, cloritizări.	2,7	600	15	70 000	240 000	0,6
						1 100	27	90 000	300 000	0,65
					2,65	1 000	25	60 000	200 000	0,6

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Granite	sanidin, plagioclazi, biotit, piroxeni, amfiboli, ortoză, cuarț	Porfirică Microporfirică, Sticloasă	Masivă	albitizări soussuritizări caolinizări cloritizări epidotizări	2,65	800	20	60 000	210 000	0,55
					2,6	800	20	70 000	210 000	0,6
	sticlă vitroasă			epidotizări	1,8	150 400	17 15	3 000 15 000	9 000 45 000	0,55
Sienite și sienite cu feldspatoizi	sanidin, plagioclazi, oligoclazi, andezin, biotit, hornblendă.			zeolitizări,		600	10	20 000	80 000	
				sericitizări,		↓	↓			0,6
	nefelin, augit, hornblendă, cuarț, leucit, nosean.			cancrinitizări	2,6	↓	↓			
						1 000	25	60 000	200 000	0,65
Gabrouri și bazalte alcaline	andezin, sodalit, olivină, plagioclazi, albit, etc.			serpentinizări, albitizări, caolinizări	2,80	1 000	25	80 000	200 000	0,65
Silicalite	magnetit 60%, plagioclazi 25%, piroxeni 15%, apatit 4%.			caolinizări, cloritizări	2,60	600	15	60 000	140 000	0,6
Piroclastite	sticlă + mineralele magmei din care au provenit (bazice sau acide)			caolinizări, argilizări	1,80	200	3 6	1 000	3 000	0,4

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În faza de eliminare a gazelor din magme (pneumatolitică) activitatea chimică tinde să distrugă cristalizările stadiului ortomagmatic, de adîncime. În aceste stadii se alterează feldspatoizii sienitelor, ortoza este înlocuită cu albit, se produc fenomene de turmalinizare, greisenizare și caolinizare, care scad simțitor rezistența rocilor.

În stadiul hidrotermal un rol important revine soluțiilor apoase carbonatate și sulfuroase. Procesul de autometamorfism produs în acest stadiu duce la formarea talcului, caolinului, zeoliților și sericitului, minerale cu caracteristici fizico-mecanice reduse și cu o slabă stabilitate chimică. De la contactul direct cu corpul fierbinte nou intrus pînă la rocile mai depărtate și netransformate, se deosebesc din punct de vedere mineralogic diferite zone ce corespund unor trepte de intensitate termică descrecînde spre exterior. Durata în care rocile învecinate păstrează o temperatură maximă apropiată de cea inițială este proporțională cu pătratul grosimii masei magmatice intruse. Plecînd de la limitele corpului magmatic intrus spre exterior, în funcție de temperaturile inițiale și de presiuni, se deosebesc în cadrul metamorfismului de contact următoarele faciesuri: sanidinic, piroxeno-cornean, cornean cu hondblendă, cornean cu albit și epidot. Repartizarea mineralelor pe faciesuri funcție de rocile preexistente și caracteristicile structurale, texturale, mineralogice ale acestor faciesuri ca și posibilitățile de transformare apar în tabelul 7.

Rocile formate prin metamorfismul de contact se numesc în general corneene și prezintă următoarele varietăți:

Corneene blasto-pelitice. Provin din argile și sînt caracterizate prin prezența cordieritului și andaluzitului generate de prezența în cantitate mare a Al_2O_3. Cordieritul și andaluzitul, microclinul, silimanitul sau chiar biotitul, apar sub formă de porfiroblaste înglobate într-o masă microcristalină neorientată. Structura este granoblastică relictă iar textura masivă.

Corneene cuarțo-feldspatice. Provin din gresii sau din roci vulcanie acide (riolite și dacite). Minerale principale: cuarțul, feldspatul și biotitul. Structura este blastoporfirică sau granoblastică (cuarțite), iar textura masivă.

Corneene calcaroase-dolomitice. Provin din calcare sau dolomite (roci cu deficit de silice). Minerale principale: forsterit, brucit, spinel, larnit, monticellit etc, predominînd calcitul. Structură mozaicată dată de cristalele de calcit, restul cristalelor fiind sub formă de fenocristale. În cazul excesului de SiO_2 se formează wollastonit, diopsid, tremolit și talc.

Corneene silico-calcaroase și skarne. Sînt formate pe seama calcarelor și dolomitelor pure, cu aporturi suplimentare de silice, fier și în anumite cazuri magneziu. Skarnul prezintă o zonă bine individualizată între calcar și masa eruptivă. Minerale principale: granați, piroxeni, wollastonit, vezuvian, scapolit, epidot. Caracteristic acestor zone sînt și mineralizările (cupru, cobalt, plumb, zinc) etc. Structura este heteroblastică sau porfiroblastică iar textura masivă, pătată, rar rubanată.

Corneene eruptive bazice și intermediare. În cazul cînd o masă magmatică vine în contact cu roci eruptive bazaltice sau andezitice se formează corneene negre, compacte, în constituția cărora apar granule de labrador, diopsid, hipersten, biotit și magnetit, apatit sau titanit.

Corneene formate pe seama rocilor magneziene. Provin din roci cu amfiboli și piroxeni și sînt alcătuite din corneene bazaltice, piroxenice și amfibolice.

Proprietățile fizico-mecanice ale corneenelor. Caracterele fizico-mecanice ale corneenelor decurg din structură, textură, mărimea granulelor sau a cristalelor, gradul de silicifiere, gradul de metamorfism, conținutul mineralogic, gradul de tectonizare sau alterare (v. tabelul 1.5).

În ceea ce privește structura rocilor corneene, aceasta este preponderent granoblastică. Dacă materialul nu a fost afectat în întregime de masa magmatică, se întîlnesc și structuri blastice sau structuri relicte. Structura granoblastică este caracterizată prin dezvoltarea echigranulară a cristalelor și printr-o omogenitate a repartiției lor în masa rocii. Această omogenitate îmbunătățește caracteristicile fizico-mecanice, diferențierile în cadrul aceleiași structuri și roci depinzînd de forma și mărimea granulelor. (Cu cît granulele sînt mai mari și mai neregulate, cu atît rezistența rocilor este mai mică). Textura rocilor este masivă. În general în faciesurile generate de temperaturi ridicate, întreaga masă de roci care vine în contact cu masa eruptivă este afectată, rezultînd roci masive care își pierd în totalitate caracterele inițiale. În zonele laterale ale aureolelor de contact, unde temperaturile sînt mai joase, predomină faciesul amfibolic și albit-epidotic, existînd și roci parțial sau de loc transformate. Texturile sînt rubanate, orientate, relicte etc.

Rocile noi apărute sînt în general mai stabile și mai rezistente decît cele inițiale. Cînd temperaturile mari de contact afectează unele roci vulcanice pot avea loc: propilitizări, silicifieri, caolinizări și serpentinizări, care, cu excepția silicifierii, duc la scăderea evidentă a rezistențelor. În condițiile de tectonizare intensă se ajunge pînă la argilizări.

Toate transformările menționate se resfrîng asupra rocilor ce vin în contact direct cu masa magmatică, în timp ce rocile înconjurătoare care nu vin în contact direct, pot fi influențate diferențiat, prin silificieri, carbonatări, piritizări etc. Temperatura mare produce o retopire a rocilor din jur și o redistribuire a mineralelor existente, cu formare de minerale noi, tipice. În cazul rocilor sedimentare, aceasta duce la o îmbunătățire a caracteristicilor geotehnice. La rocile eruptive deseori contactul este însă distructiv.

În afară de influențele produse la contact, prin temperatură, este de relevat că intruziunea corpului magmatic făcîndu-se pe linii mari de fractură, evoluția tectonică ulterioară, în condițiile unor medii neomogene create, determină procese noi de tectonizare, care diminuează caracteristicile fizico-mecanice.

Aceste observații sînt importante în special la construcțiile subterane, unde o situație bună în roci corneene poate să devină rea pe distanțe reduse ca urmare a tectonizării locale.

1.2.2.2. Metamorfismul dinamic

Metamorfismul dinamic (denumit și de dislocație sau cataclastic) apare local, legat în special de zonele de ruptură sau de mișcări importante de încălecare. Factorii principali care conduc la transformarea mineralelor sînt stressul foarte puternic și procesele chimice.

Procesele de transformare au loc cînd intensitatea stressului depășește rezistența la compresiune și rupere a rocii în ansamblu, ca și a mineralelor

Caracteristicile fizico-mecanice orientative ale rocilor din faciesul metamorfismului de contact.

Faciesul	Tipuri de roci	Conținut mineralogic	Structură	Textură	Fenomene de transform. alterare	Caracteristici fizico-mecanice					
						Greut. vol.	Rez. compr. R_c	Rez. conv. σ_c	Modul elast. static E_s	Modul elastic dinamic E_d	Frecare rocă/ /rocă tg φ
Sanidinic	Corneene sodice (odinite)	sanidin, clinohipersten, mullit, olivină, spinel, corindon, sticlă.	Granoblastică	Masivă	silicifieri, carbonatări	2,7	900	30	90 000	300 000	0,65
Piroxenocorneean.	Corneene cu piroxeni	cuarț, feldspați, piroxeni, grossular, epidot, calcit, andaluzit, cordierit, biotit, muscovit, turmalină.	Granoblastică relictc	Masivă	silicifieri,	2,6	800	20	60 000	120 000	0,6
	Corneene cu silicați				propilitizări, caolinizări.	2,5	900	25	70 000	200 000	0,65
	Calcare silicatizate				silicifieri, carbonatări.	2,6	1 200	35	100 000	280 000	0,65
Corneene cu hornblendă	Corneene pelitice	hornblendă, plagioclazi, diopsid, forsterit, grossular, mice, wollastonit.	Granoblastică relidă	Masivă rar șistoasă	silicifieri,	2,5	700	15	50 000	100 000	0,5
	Corneene cuarțo-feldspatice				carbonatări.	2,6	900	20	60 000	110 000	0,6
	Corneene silicocalcaroase					2,6	1 000	25	70 000	200 000	0,65
	Corneene cu hornblendă și plagioclazi					3,0	800	30	80 000	240 000	0,45
Corneene cu albit și epidot	Corneene pelitice	cuarț, albit, muscovit, biotit, epidot, cordierit, actinolit, clorit, calcit, talc, tremolit.	Granoblastică relictă	Masivă	silicifieri, carbonatări.	2,5	600	12	40 000	100 000	0,45
	Corneene bazice					2,9	700	15	60 000	150 000	0,55
	Marmore					2,7	800	25	70 000	210 000	0,6

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ

componente, luate în parte. La nivelul cristalelor se formează macle mecanice sau apar alunecări diferențiale. Roca suferă deformații care pot fi plastice sau cataclastice (rupturale) și însoțite adesea de recristalizări, datorită temperaturilor ridicate care se produc prin frecare la presiunile foarte mari ce însoțesc dislocările. Procesele care au loc în cadrul metamorfismului cataclastic se desfășoară în condițiile faciesului de șisturi verzi, iar rocile care iau naștere se grupează în cataclazite, milonite și filonite. De la origini aceste roci sînt triturate, iar prin metamorfismul dinamic ajung să fie dispuse în benzi paralele sau șistoase, în funcție de orientarea stressului. Mineralele preponderente în aceste roci sînt cele care au existat în rocile preexistente dar cu unele modificări, astfel: feldspații potasici se transformă în sericit sau caolinit (sericitizare-caolinizare), nefelinul se transformă într-un agregat sericitos (sericitizare), plagioclazii se saussuritizează, piroxenii și amfibolii se transformă în talc, clorit și carbonați. Se mai produc cloritizări, hematitizări și limonitizări. În plus, datorită presiunilor și temperaturilor ridicate pot să apară grafitul, sericitul, cloritul etc.

— Cataclazitele sînt roci în care efectul distructiv este evident, însă nu a ajuns la stadiul limită de zdrobire a rocii. Cînd acest proces are loc, roca devine șistoasă și trece în categoria milonitelor.

— Milonitele sînt roci formate pe seama altora mai rezistente din punct de vedere chimic, în urma unei puternice cataclaze. Ele apar pe zonele de ruptură și se formează prin mișcarea maselor de roci de-a lungul unor falii. Pot avea la origine atît roci eruptive, cît și sedimentare sau metamorfice feldspatice-cuarțoase.

— Filonitele sînt o categorie de milonite la care în procesul de cataclază s-au produs recristalizări (cuarț și calcit) sau cristalizări de minerale noi (muscovit, biotit, calcit, albit, epidot, clorit etc.). Ele se confundă adesea cu filitele și sînt foarte cutate și fracturate. Atît cataclazitele cît și milonitele pot cuprinde zone mai extinse.

1.2.2.3. Metamorfismul regional

Este răspîndit și dezvoltat pe suprafețe mari, mai ales în regiunile orogenice de geosinclinal, în zonele de rădăcină ale masivelor muntoase, cu deosebire ale masivelor vechi. El se datorează următoarelor cauze: intruziunilor de magme de natură granitică, deformațiilor regionale sub acțiunea presiunii tangențiale ce însoțește cutarea, deformațiilor sub presiune verticală condiționate de adîncime (metamorfism de încărcare).

Factorii care concură sînt la acest tip de metamorfism, temperatura, soluțiile apoase care trec prin porii rocilor, presiunea hidrostatică și stressul. Asociațiile de minerale din orice rocă metamorfică pot fi considerate ca rezultatul unei adaptări chimice parțiale sau complete a unor minerale formate anterior în alte condiții fizice și chimice. Cum factorii principali ai metamorfismului regional sînt presiunea și temperatura, între parageneza de minerale și adîncimea din scoarță trebuie să fie o legătură.

În baza acestui principiu s-au separat cele trei zone de adîncime — epizonă, mezozonă și catazonă — diferențiate prin variația de temperaturi, presiuni și stressului, funcție de care s-au individualizat și faciesurile metamorfice.

1.2.2.4. Metamorfismul de sarcină

În cazul acestui metamorfism transformarea rocilor are loc ca urmare a procesului de scufundare (subsidență) pe care îl suferă geosinclinalele, proces care atrage după sine pătrunderea rocilor acumulate (sedimentare și eruptive) în zone profunde ale scoarței, cu temperaturi și presiuni litostatice ridicate.

Faciesurile caracteristice acestui metamorfism sînt faciesul zeolitic și faciesul șisturilor cu glaucofan, ambele caracteristice temperaturilor scăzute și presiunilor verticale ridicate.

Rocile formate prin metamorfismul regional și de sarcină sînt în general denumite *șisturi cristaline* și se pot împărți în :șisturi de grad înalt de metamorfism, formate în zone profunde la temperaturi și presiuni hidrostatice mari și șisturi de grad scăzut de metamorfism, formate la adîncimi mai mici, la temperaturi mai joase (100°—200°), presiuni hidrostatice mai mici, dar la presiuni orientate (stressuri) puternice. Din prima categorie fac parte:

Șisturi cristaline cuarto-feldspatice micacee. Cuprind în general rocile șistoase formate pe seama unor roci argiloase pelitice în care stratele de mică alternează frecvent cu cele granulare de cuarț sau feldspat. Textura lor este paralelă. Ca minerale principale se disting: biotit, muscovit, ortoză, plagioclaz, cuarț. Sub formă de porfiroblaste poate apărea granatul. De asemenea, mai pot fi prezente staurolit, disten sillimanit, turmalină, apatit, zircon. Șisturile micacee (micașisturile), cu sau fără granați, care provin din roci argiloase sînt supuse în timp la cloritizări, prin transformarea staurolitului și biotitului (retromorfism).

Sisturi cristaline cuarțo-feldspatice. Sînt roci alcătuite din cuarț și feldspat (gnaise sau granulite), formate pe seama fie a unor roci eruptive acide, fie a unor depozite sedimentare psamitice. Compoziția mineralogică a acestor roci este: cuarț, plagioclaz, ortoză (microclin). Biotitul și muscovitul sînt prezente în cantitate redusă și le imprimă caracterul șistos. În cazul unor procente reduse de feldspat se formează micașisturile. Șisturile cuarțo-feldspatice au o textură șistoasă foarte evidentă, mineralele micacee alternînd în pături subțiri cu cuarțul și feldspatul; aceasta indică adesea o structură relictă a gresiilor din care s-au format.

Gnaise cu ortoză. Sînt formate din cuarț feldspat potasic, biotit, mai rar un amfibol sau un piroxen și au compoziția chimică asemănătoare cu a granitelor normale. Sînt denumite ortognaise cînd provin din roci eruptive. Cînd alumina este în exces, diferind prin aceasta de chimismul granitelor, se numesc paragnaise și provin din depozite sedimentare argiloase.

Gnaise mixte (oculare, lenticulare). Provin din injectarea rocilor originare cu material de natură magmatică. Se formează gnaise cu ortoză, microclin și cuarț.

Migmatite. Sînt roci care se formează din materialul provenit din substratul preexistent, asociat cu material de natură granitică injectat pe șistozitate sau pe fisuri în spațiile intergranulare.

În afara gnaiselor de diferite tipuri (cu disten, cu staurolit, cu biotit, cu sillimanit etc.), din această grupă fac parte și micașisturile, care pot fi cu granați, cu staurolit, biotitice etc. Spre deosebire de gnaise, care au în

general o textură masivă gnaisică cu granulație mijlocie sau mare, micașisturile prezintă o sistozitate foarte accentuată.

Șisturile cristaline calcaroase. În cadrul acestei grupe intră șisturile calcaroase și calcarele cristaline. Aceste roci prezintă aspect dungat, datorită dispoziției paralele a granulelor de calcit sau foițelor de flogopit sau grafit. Ca minerale, în afara celor principale (calcit și cuarț) mai conțin diopsid, hedenbergit, granați, clinozoizit și zoizit. Ultimele două minerale schimbă echilibrul. Compoziția chimică globală se apropie de cea a calcarelor sau a unor marne grezoase-calcaroase. Structura în general este granoblastică pînă la lepidoblastică sau nematoblastică. Textura este masivă (marmore) sau șistoasă (șisturi calcaroase).

Amfibolite. Provin din metamorfozarea rocilor eruptive bazice, ultrabazice și intermediare sau a unor sedimente marnoase, dolomitice și calcaroase impure. În componența lor intră următoarele minerale: hornblendă, cuarț, epidot, piroxeni și plagioclazi. Epidotul este caracteristic amfibolitelor provenite din roci sedimentare. Structura este granoblastică și textura masivă la cele provenite din roci eruptive. Amfibolitele provenite din roci sedimentare sînt șistoase și cutate. Ca tipuri de roci amfibolice menționăm: amfibolite, gnaise amfibolice, șisturi augitice cu amfibol.

Dintre rocile cu grad scăzut de metamorfism fac parte:

Șisturi ardeziene și filite. Provin din metamorfozarea unor sedimente microgranulare. Ca minerale specifice conțin muscovit clorit, cuarț și grafit, sub formă de pulbere, iar ca accesorii — turmalină, rutil, epidot, albit, titanit și minerale cu Fe.

Șisturi verzi. Au luat naștere, în special, pe seama depozitelor tufogene. Sînt bogate în clorit, epidot și albit. Au o șistozitate perfectă și clivaj perpendicular sau oblic pe șistozitate. Intensificarea metamorfismului șisturilor verzi în condiții de temperatură ceva mai înaltă duce la formarea filitelor, care se apropie ca mod de prezentare de șisturile argiloase (roci sedimentare). Filitele se caracterizează și prin prezența biotitului care se formează însă la temperaturi mai ridicate.

Șisturi micacee. Provin tot din roci pelitice, care au fost supuse la un metamorfism mai intens. Parageneza în șisturi este formată din muscovit + calcit + cuarț și albit + epidot și calcit. Sistozitatea este foarte pronunțată datorită prezenței muscovitului. În condiții de temperatură ridicată se dezvoltă și biotitul.

Șisturi cuarțo-feldspatice. Sînt formate din gresii feldspatice în condiții de metamorfism slab. Ca minerale principale conțin: clorit, muscovit, biotit, cuarț, albit, epidot. Prezintă o șistozitate și o liniație bine dezvoltate, fiind evidențiată de alternanțele între păturile micacee și cele cuarțo-feldspatice. La șisturile cuarțo-feldspatice formate din gresii feldspatice se pot urmări variațiile structurale datorate creșterii intensității metamorfismului. În cadrul structurii din primele stadii de transformare se observă fărîmițarea cuarțului și a feldspatului și dezvoltarea șistozității după suprafețele de alunecare. Roca are aspectul unui agregat șistos cu albit, clorit, muscovit și epidot și cu multiple incluziuni relicte. Odată cu intensitatea metamorfismului componenții minerali se ordonează dispunîndu-se într-o perfectă șistuozitate.

La șisturile de metamorfism slab (micacee sau cuarțo-feldspatice) cristalizarea s-a realizat sub o continuă și îndelungată deformare, fapt care face

ca procesele de cataclază și de recristalizare să fie foarte frecvente. Dispunerea lamelelor de clorit și mică pe direcția liniației obligată de presiunile laterale fac ca șistozitatea și liniația să devină mult mai evidente. Aceste deformații în timp sînt reliefate și de extincțiile ondulatorii ale cuarțului, de gradul de sfărîmare a granulelor de cuarț, răsucirea solzilor de mică etc. arătînd că mișcările interioare din roci au continuat pînă la sfîrșitul metamorfismului. Pe baza suprafețelor de alunecare intercristalină și după caracterul liniației sub formă de unghiuri mari față de axele *C* ale granulelor de cuarț se poate preciza direcția mișcărilor de alunecare în ultimile stadii de deformare a rocii. Tipurile de roci caracteristice acestui metamorfism de grad scăzut sînt:

— gnaisele sericito-albitice, cu cuarț, ortoză, albit, sericit, clorit, epidot, zoizit și hornblendă;

— gnaisele albitice, șisturile sau filite albitice cu albit, sericit, disten și staurolit;

— cuarțitele cu cuarț, feldspat, muscovit, biotit, silimanit, sericit, clorit etc. Există varietatea de cuarțite micacee, formate pe seama unor gresii arcoziene sau cuarțite sericitice, cuarțite cloritice sau cuarțite cu grafit.

Toate aceste roci aparțin fie faciesului epidot-amfibolitic fie faciesului de șisturi verzi. Structura lor este blastopsamitică, blastopsefitică, sau blastopelitică. Cele micacee ca și filitele au o structură lepidoblastică și textură șistoasă.

Șisturi calcaroase ale metamorfismului de grad scăzut. Prin metamorfozarea calcarelor, acestea recristalizează dînd naștere la marmore și la șisturi cristaline calcaroase. Ca minerale principale apar calcitul, aragonitul, cuarțul, albitul, muscovitul, titanitul, cloritul și epidotul. Atît șisturile calcaroase, cît și marmorele șistoase au un aspect dungat, datorită alternanței intercalațiilor macrogranulare și microgranulare și dispoziției foițelor de mică.

Șisturi cristaline verzi. Se formează în urma metamorfozării la temperaturi joase a rocilor eruptive bazice. Ca parageneze caracteristice ale șisturilor verzi menționăm: clorit + epidot + actinot + albit + magnetit + + titanit + apatit. Unele șisturi provin din tufuri bazice și sînt cloritoase sau actinolitice. În cadrul acestei grupe de roci mai pot fi incluse și amfibolitele albito-epidotice, care au aceeași compoziție ca și șisturile verzi, avînd în plus amfiboli (hornblendă aluminiferă).

Șisturi cristaline magneziene. În metamorfismul de grad scăzut, rocile ultrabazice, în prezența apei, se metamorfozează transformîndu-se în șisturi cristaline magneziene. Ca rocă tipică acestui grup menționăm serpentinitele cu mineralele reprezentative: antigorit solzos și crizotil. Secundar mai apare talcul, cuarțul magnetitul etc. Există o varietate de șist cristalin cu silicați de mangan și fier asemănătoare structural și textural cu cele magneziene sau cu șisturile verzi, avînd ca minerale spessartin, cuarț olivină, piroxmangit etc.

1.2.2.5. Metamorfismul regresiv sau diaftoreza

Reprezintă o adaptare mineralogică a rocilor care au fost intens metamorfozate la temperaturi și presiuni ridicate și supuse ulterior la temperaturi și presiuni joase. În acest caz se desfășoară un proces de înlocuire

a unor minerale și a unor structuri, rocile metamorfice transformîndu-se în totalitate. Exemplu, gnaisele biotitice trec în micașisturi, amfibolitele trec în șisturi albito-epidotice sau clorito-calcitice. Metamorfismul regresiv se referă numai la roci metamorfice și poate avea loc atît în cadrul metamorfismului de contact, cît și în metamorfismul regional. Acest proces de transformare are loc în urma unor reacții chimice generate și accelerate intens de mișcările diferențiale de alunecare ce deschid căi de acces soluțiilor catalitice, stimulînd aceste reacții chimice. Ca tipuri de roci ale acestui metamorfism menționăm anumite amfibolite care provin din eclogite, granite etc.

1.2.2.6. Ultrametamorfismul

Acest tip de metamorfism are loc în condiții catazonale la temperaturi și presiuni foarte ridicate. În aceste condiții de profunzime au loc procese caracterizate prin retopiri totale sau parțiale care uneori dau naștere unor procese tipice ultrametamorfismului: migmatizări, granitizări, feldspatizări, pegmatitizări etc. Asemenea procese s-au produs de obicei pe zone largi, dezvoltate îndeosebi în scuturile continentale vechi, platforme, sau în zonele vechilor orogeneze dar și în structuri mai noi. Mineralele principale care se formează în ultrametamorfism, la temperaturi ce depășesc 700°C, sînt feldspații potasici, distenul, granații, cuarțul etc. Rocile caracteristice acestui tip de metamorfism au culoare albicioasă și sînt reprezentate de migmatite, gnaise migmatice, gnaise oculare, gnaise lenticulare, pegmatite etc. Formarea migmatitelor are loc la temperaturi înalte (în stare topită) prin injectarea de material topit în roci metamorfozate anterior în faciesuri metamorfice superioare (amfibolitic, granulitic). Zonele de ultrametamorfism sînt amplasate în regiunile profunde de cutare. Datorită acestui fapt rocile care se formează au o șistozitate de cristalizare foarte pronunțată și reflectă plasticitate ridicată. Cutarea intensă și plasticitatea ridicată arată că procesul de ultrametamorfism și de cutare a avut loc în același timp.

1.2.2.7. Structura și textura rocilor metamorfice

Structura. Datorită cristalizării în mediu solid, la rocile metamorfice predomină formele allotriomorfe sau xenomorfe cu cristale izometrice de cuarț feldspat sau granat și cu cristale alungite-turtite de amfiboli, piroxeni sau mice.

Rocile metamorfice sînt holocristaline, sticla sau masa vitroasă lipsind cu desăvîrșire, și prezintă multiple forme de transformare atît mineralogice cît și structurale. Ele prezintă forme relicte mineralogice și structurale, care arată caracterele rocilor preexistente ce au fost supuse metamorfismului. Pentru caracteristicile structurale relicte (moștenite) se utilizează prefixul „blasto", iar pentru cele obținute în timpul metamorfismului sufixul „blastic". De exemplu, termenul *blastoporfiric* arată că roca metamorfică s-a format pe seama unui porfirit care și-a menținut o parte din formele sale originale, iar termenul *granoblastic* se referă la granulele componente ale unei roci metamorfice care au crescut în timpul și datorită metamorfismului.

După forma și dimensiunile cristalelor, se deosebesc următoarele tipuri caracteristice de structuri: *aciculară* (cristale dezvoltate într-o singură direcție), *izometrică* (cristale dezvoltate egal în cele trei direcții), *lamelară* (dezvoltate pe două direcții), *radiară*, *tubulară* etc.

De asemenea, se mai disting structurile „homeoblastice" în care toate mineralele sînt în mod egal dezvoltate. În cadrul acestei structuri se diferențiază: structurile: *granoblastică*, *lepidoblastică*, *nematoblastică*.

Structura *heteroblastică* cu mineralele dezvoltate la dimensiuni variate (porfiroblastică). Contactul între cristale în cadrul acestei structuri, în special, ca și la celelalte, poate fi reciproc, suturat, zimțat sau grafic. Tot în funcție de relațiile dintre agregate se mai disting structurile: *granitoidă*, *zaharoidă*, *mozaicată*, *granulitică*, *oculară*, *lenticulară*, *grafică*, *poikiloblastică*, *diablastică*, *mirmekitică*, *helicitică*, *fasciculată*, *foliată*. Pentru rocile puternic strivite și tectonizate caracteristice sînt structurile cataclastică și milonitică.

Textura. Rocilor metamorfice le este caracteristică textura orientată. Orientarea mineralelor din rocile metamorfice rezultă din următoarele caracteristici: *șistozitatea* — determinată de orientarea constituienților filitoși sau aciculari; *lamina* rezultată din alternanța repetată a stratelor subțiri; *stratificația* — observată la scară geologică (megastructură), ca urmare a existenței de succesiuni formate din bancuri de natură litologică diferită.

Aceste trei caracteristici pot coexista s-au să fie separate, însă de obicei ele sînt concordante.

Lamina și stratificația imprimă rocilor metamorfice următoarele texturi caracteristice:

— texturi *litice*, formate de o alternanță de strate grăunțoase cu strate filitoase orientate;

— texturi *rubanate*, constînd dintr-o alternanță de strate grăunțoase de natură diferită;

— textură *arteritică*, *nebulitică*, *șistoasă*, *liniară*, *ondulată*, *fibroasă*, *oculară*, *amigdaloidă* etc.

Studierea petrogenetică a structurilor și texturilor pe de o parte și a relictelor pe de altă parte dă indicații prețioase asupra proveniență rocilor metamorfice, a modificărilor suferite în timp, a direcțiilor stressului și strainului, a competenței și incompetenței rocilor ca și a eforturilor interne acumulate. Aceste aspecte reprezintă elementele de bază în stabilirea caracteristicilor fizico-mecanice, a modului de comportare în execuție și exploatare a alterabilității în timp.

1.2.2.8. Proprietățile fizico-mecanice generale ale rocilor metamorfismului regional și de sarcină

Pe baza tipurilor de metamorfism, a mineralelor constituente, a caracteristicilor structurale și texturale, se pot face aprecieri asupra caracteristicilor fizico-mecanice ale rocilor metamorfice. De la început se desprinde necesitatea împărțirii acestora în roci cu grad scăzut de metamorfism și roci cu grad avansat de metamorfism. La rocile cu grad scăzut de metamorfism, în funcție de componentele principale (cuarț, feldspat, carbonat, sericit, biotit, clorit) există posibilitatea formării unor complexe de roci foarte diversificate cu o sensibilă variație a caracteristicilor fizico-mecanice. Carac-

teristica pregnantă a acestor roci este șistozitatea, în special la rocile care conțin sericit și clorit. În funcție de caracteristicile structurale, texturale și mineralogice se disting următoarele categorii de roci în faciesurile metamorfismului cu grad scăzut:

— argile șistoase, ardezii — slab metamorfozate;
— filite, șisturi filitoase (cu clorit, talc, calcit, albit, cuarț);
— gnaise sericito-cloritoase (cu clorit, albit, cuarț);
— calcare cristaline (marmoră), cu cuarț, sericit, clorit etc.;
— cuarțite micacee carbonatate sau cu albit.

Șisturile argiloase și filitele provin din metamorfozarea unor sedimente microgranulare (pelitice).

Prin metamorfozarea rocilor eruptive bazice și intermediare la temperatură joasă se formează șisturi verzi, iar prin metamorfozarea rocilor ultrabazice iau naștere roci cristaline magneziene. Se formează astfel șisturi clorito-epidotice, actinolitice sau antigoritice talcoase cu crisotil.

O particularitate a acestor roci, care influențează și caracteristicile fizico-mecanice, este faptul că prezintă o perfectă șistozitate și clivaj dominate de prezența unui sistem de suprafețe în formă de S, a căror poziție este datorită orientării preferențiale a cristalelor de mică și clorit. Clivajul taie în cele mai diferite unghiuri stratificația primară, fiind de obicei paralel cu suprafața mișcării diferențiale (alunecare sau forfecare). În unele din șisturi, îndeosebi la filite, se observă una sau mai multe suprafețe în formă de S, suprafețe care se referă la diferitele stadii de deformare a rocilor. Deformările precristaline sau paracristaline sînt scoase în evidență prin foițele de clorit și muscovit care rămîn nedeformate. Deformările postcristaline au produs o nivelare parțială a foițelor de clorit și mică de pe suprafața S, prin îndoirea și răsucirea ei.

Față de acest mod de prezentare, avînd în vedere și instabilitatea mineralelor la alterările ulterioare șisturile argiloase, șisturile filitoase, cloritoase sau calcaroase posedă caracteristici fizico-mecanice scăzute. O excepție ar face șisturile cuarțitice în condițiile unei slabe tectonizări, ca și șisturile verzi epidotice sau actinolitice.

Diminuarea caracteristicilor fizico-mecanice este pusă și pe seama tectonizărilor intense, ca urmare a supunerii lor la eforturi legate de mișcările orogenice și a poziției între masive dure cu roci eruptive sau metamorfice mezo-catazonale. Metamorfozările parțiale suferite de roci din faciesul zeolitic și tectonizările filitelor, influențate și de unele infiltrații de apă, diminuează foarte mult caracteristicile fizico-mecanice ale acestor roci. Ca fenomene de transformare datorate în special condițiilor exogene se constată frecvente argilizări, sau sericitizări. Aceste fenomene sînt localizate în zonele de suprafață sau pe liniile tectonice.

Șistozitatea pronunțată în condiții de alterare intensă favorizează desprinderile în taluze și în excavațiile subterane. Gnaisele din această categorie de roci păstrează amprenta unor roci epizonale tipice cu o șistozitate pronunțată, deschise la culoare, cu predominanța albitului, sericitului și cloritului. În general mai puțin tectonizate, mai omogene, prezintă și caracteristici fizico-mecanice mai bune.

Calcarele cristaline, respectiv marmorele, se pot prezenta fie sub forma unor calcare slab metamorfozate, păstrînd în mare caracteristicile rocii

inițiale, fie metamorfozate mai intens, cu caracteristici fizico-mecanice bune. Adeseori ele sînt șistoase, sericitoase sau micacee cu caracteristici fizico-mecanice reduse.

Cuarțitele sau șisturile cuarțitice compacte prezintă caractere fizico-mecanice bune, însă datorită casanței mari, au un grad avansat de fisurație, mai ales în zonele superficiale.

Rocile încadrate în faciesurile cu grad avansat de metamorfism, caracterizate prin presiune și temperatură ridicate, prezintă componente mineralogice mai stabile decît rocile din faciesurile prezentate anterior, structuri mai omogene și texturi mai masive.

Dacă analizăm asociațiile mineralogice după aceleași componente principale (cuarț, carbonat, plagioclaz, muscovit-biotit), luînd ca bază faciesul amfibolitic observăm că predominante sînt rocile masive gnaisice, calcarele cristaline și cuarțitele, umrîndu-le șisturile micacee. La acestea se mai adaugă amfibolitele, gnaisele, șisturile amfibolice și șisturile micacee. Exceptînd șisturile micacee și amfibolice, ale căror caracteristici fizico-mecanice sînt mai reduse (însă superioare șisturilor filitoase), în rest toate categoriile de roci prezintă caracteristici fizico-mecanice bune în condiții normale (fără a fi intens tectonizate și alterate). În cazul unor tectonizări intense, au loc și procese de transformare (coalinizări, sericitizări, epidotizări etc.), care diminuează caracteristicile fizico-mecanice și impun condiții speciale pentru fundarea construcțiilor inginerești și mai ales pentru execuția tunelelor. Caracteristicile geomecanice ale principalelor categorii de roci din faciesurile metamorfismului regional sînt date în tabelul 1.6.

1.2.3. Roci sedimentare

Sub acțiunea agenților externi — aer, apă, diferențe de temperatură — rocile care alcătuiesc scoarța pămîntului sînt supuse unei transformări continui, care duc la dezagrezare și descompunere, adică la fenomenul de alterare superficială. Materialul rezultat se separă în fragmente de diferite mărimi, iar concomitent are loc alterarea chimică, mai ales sub acțiunea apei încărcate cu bioxid de carbon.

În procesul de alterare, mineralele mai rezistente (cuarțul, muscovitul, etc) constituie un rezidiu al rocilor dezagregate, mineralele mai puțin rezistente (hidroxizii de aluminiu, hidroxizii de fier, etc) trec în suspensii, iar mineralele ușor dizolvabile (carbonații, sulfații etc) trec în soluții. Materialele care rămîn pe loc dau naștere rocilor sedimentare reziduale (lehm, laterit, bauxită, soluri etc). În general însă acest material este transportat cu ajutorul apei, vîntului sau gheții la diferite distanțe, fie în stare solidă — material detritic — fie în soluție.

După transport are loc depunerea acestor produse. Cele transportate în stare solidă se depun pe cale mecanică prin sedimentare, iar cele transportate în soluție se depun prin precipitație chimică sau prin intermediul organismelor (biochimic). Ansamblul acesta, omogen sau heterogen, de depuneri constituie *rocile sedimentare*. La originea lor stau deci roci magmatice, metamorfice sau sedimentare preexistente. Rocile sedimentare alcătuiesc

Tabelul 1.6.

Caracteristicile fizico-mecanice orientative ale rocilor din faciesurile metamorfismului regional și de sarcină

Facies	Rocile metamorfice caracteristice	Structură	Textură	Fenomene de transformare	Caracteristici fizico-mecanice					
					Greut. vol. γ_w	Rez. compr. R_c	Rez. conv. σ_c	Modul elastic. static E_s	Modul elastic. dinamic E_d	Frecare rocă/ rocă tg $\varphi°$
1	2	3	4	5	7	7	8	9	10	11
Zeolitic	Șisturi argiloase, ardezii	Lepidoblastică uneori granoblastică sau Criptocristalină blastodetritică	Șistoasă sau masivă	argilizări, sericitizări	2,5	50	5	3 000	10 000	0,35
					2,5	200	10	8 000	20 000	
Șisturi cu glaucofon	Șisturi filitoase Șisturi cloritoase șisturi talcoase				2,5	200 ↓ 500	5 ↓ 12	5 000 ↓ 20 000	15 000 ↓ 65 000	0,4
	șisturi calcaroase			cloritizări;	2,5	400	15	25 000	63 000	0,5
	Gnaise sericito-cloritoase și cuarțo-feldspatice			albitizări;	2,6	500 ↓ 800	12 ↓ 25	20 000 ↓ 60 000	60 000 ↓ 120 000	0,45 ↓ 0,6
Șisturi verzi	Șisturi epidoto-albitice			calcitizări,	2,5	600	15	30 000	88 000	0,55
	Calcare crist. cu clorit, sericit.			epidotizări	2,55	600	12	35 000	80 000	0,35
	Calcare crist. cu cuarț-cuarțite.				2,9	1 500	30	100 000	300 000	0,7

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

continuare tabelul 1.6.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Amfibolitic	Şisturi micacee	Lepidoblastică	Şistoasă	coolinizări, sericitizări, albitizări, argilizări,	2,6	700	15	35 000	75 000	0,5
	Şisturi micacee cu cuarţ				2,6	800	20	50 000	120 000	0,6
	Gnaise micacee	Granoblastică	Masive		2,6	800	20	60 000	110 000	0,6
Granulitic	Gnaise feldspatice Gnaise oculare				2,65	1 000	15	70 000	210 000	0,65
	Gnaise cuarţitice Gnaise granitice Gnaise amfibolice				2,6	1 600	35	100 000	300 000	0,75
	Calcare cristaline				2,6	1 500	30	70 000	210 000	0,65
	Migmatite cuarţite				2,6	2 000	50	150 000	400 000	0,8
Eclogitic	Amfibolite Amfibolite eclogitice Eclogite	Granoblastică eclogitică		serpentinizări amfibolitizări	3,0	800 ↓ 1 500	15 ↓ 30	50 000 ↓ 100 000	150 000 ↓ 300 000	0,55 ↓ 0,65

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

partea superioară a litosferei, au grosimi variabile, de la 0 la mai multe mii de metri, fiind răspîndite într-un anumit interval de temperaturi și presiuni. În condițiile unor temperaturi și presiuni mai ridicate, și uneori chiar la temperaturi scăzute, ele se diagenizează sau epigenizează (metamorfism incipient). Epigeneza rocilor sedimentare poate fi progresivă, ca rezultat al scufundării rocilor, sau regresivă ca rezultat al ridicării rocilor la suprafață și supunerea în continuare la dezagregare și alterare. În decursul etapelor principale de formare a rocilor (singeneză, diageneză, epigeneză) se formează minerale noi sau se păstrează numai o parte din mineralele rocilor preexistente (prin sedimentarea mecanică).

1.2.3.1. Caracteristicile rocilor sedimentare

Forma de zăcămînt. Rocile sedimentare, luînd naștere în marea lor majoritate prin depunerea în apă a unor produse de alterare, se prezintă sub formă de strate a căror grosime variază de la mm la zeci de metri. Stratele sînt sedimente mai mult sau mai puțin omogene în ceea ce privește constituția lor petrografică și limitate de alte sedimente prin suprafețe aproape paralele (fețe de strat). De obicei, stratele de diferite grosimi se succed unele peste altele, formînd bancuri a căror grosime poate ajunge la sute de metri. Forma stratelor depinde de condițiile în care au luat naștere: formațiunile lacustre iau forma de lentile (strate lentiliforme); formațiunile fluviale alcătuiesc corpuri lentiliforme în lanț; formațiunile tipic marine se caracterizează prin strate cu grosimi relativ constante pe întinderi mai mari. Studiul formelor corpurilor sedimentare constituie premisa necesară pentru stabilirea genezei lor și are mare importanță la caracterizarea fizico-mecanică a rocilor ce le compun.

Stratificația. Se evidențiază prin alternanța mai mult sau mai puțin deasă a stratelor de compoziție, structură și granulație diferită. Ea dă indicații privind modificarea condițiilor de depunere a sedimentelor și ajută la reconstituirea condițiilor fizico-geografice ale mediului de acumulare. Dimensiunile diferite ale granulelor constituie cauza principală a stratificației rocilor, în special a celor grezoase și aleuritice. Schimbarea periodică a mărimii granulelor este condiționată în principal de variația pulsatorie a vitezei de mișcare a mediului de depunere. Menționăm că materialele depuse subaerian (loessul, lehmul, lateritul) nu s-au putut selecta după mărimea granulelor și nu sînt stratificate. Nisipul de dune și aluviunile, depuse în regim deltaic, prezintă stratificație încrucișată.

Culoarea. Este determinată de constituția mineralogică. Prezența compușilor feruginoși determină culori roșcate sau gălbui, iar a substanțelor organice dau culori cenușii-negre. Culoarea verde sau verde-albăstrui este dată de prezența glauconitului sau cloritului. Abundența de feldspați potasici imprimă arcozelor o culoare cafenie roșiatică. Piroxenii și amfibolii imprimă rocilor o culoare închisă.

Porozitatea. În cazul rocilor detritice aceasta depinde de gradul de neuniformitate a dimensiunilor particulelor care alcătuiesc roca, de forma lor și de dispoziția unora în raport cu celelalte. Porozitatea se schimbă esențial în procesul de diageneză, epigeneză și eroziune.

1.2.3.2. Structura rocilor sedimentare

Structura rocilor sedimentare are la bază proprietăţile geometrice ale mineralelor ca: mărimea, forma, modul de aşezare a particolelor. De asemenea, în funcţie de aceste proprietăţi mai apar şi proprietăţile structurale complexe ca: porozitatea, permeabilitatea etc. Toate aceste proprietăţi sînt rezultatul acţiunii de transport, al condiţiilor de cimentare, diagenizare sau epigenizare. În funcţie de aceste proprietăţi s-au separat:

Structuri detritice, caracteristice rocilor detritice, care se întîlnesc la conglomerate (produse ale cimentării bolovanilor, galeţilor şi pietrişurilor), gresii (produse ale cimentării nisipurilor aleuritelor) şi argile sau argilite (produse ale cimentării mîlurilor).

În funcţie de dimensiunile particulelor şi de gradul lor de rotunjire se apreciază intensitatea agentului de transport, iar din felul sortării se deduce natura lui şi depărtarea de la care a fost adus materialul.

Structuri clastice. În funcţie de dimensiunea şi forma granulelor se disting structuri: psefitice, grosier — grăunţoasă, grăunţoasă mare, mijlocie, măruntă, fină, dispersă (p e l i t i c ă), colţuros grăunţoasă, grăunţoasă semirotundă, rotunjită, corodată, breciformă, foioasă, aciculară sau fibroasă, echigranulară, inechigranulară.

Structura p s e f i t i c ă se referă la roci sedimentare ai căror constituenţi mineralogici depăşesc 2 mm.

Structură p a s a m i t i c ă, în care fragmentele au între 2 şi 0,02 mm. Structură pelitică are fragmente mai mici de 0,002 mm.

Dacă structurile sînt mixte se folosesc termeni ca: psamopsefitic, psamopelitic (microconglomerate).

Structuri piroclastice — caracteristice rocilor piroclastice provenite din roci magmatice efusive. În general, în funcţie de granulaţie pentru aceste roci se utilizează aceiaşi termeni ca şi la rocile epiclastice: psefitice, psamitice, pelitice. După caracterul materialului piroclastic tufurile se împart în: cristaloclastice (formate din cristale), vitroclastice (sticlă) şi litoclastice (roci din coşuri vulcanice).

Structura rocilor argiloase. În funcţie de mărimea particulelor sau de procesele de sedimentare a materiei din soluţie se diferenţiază: structura pelitică (prăfoasă 0,01—0,001 mm) şi de gel (sub 0,001 mm), structura aleuropelitică, psamopelitică, fitopelitică, conglomeratică — brecioasă (sfărmături de argilă cimentate), ovoidă, sferolitică şi relictă.

Structura rocilor de precipitaţie chimică. Rezultă ca urmare a fenomenului de cristalizare din soluţii, geluri sau din recristalizarea materiilor microcristaline şi amorfe. Se aseamănă cu structurile rocilor eruptive sau metamorfice distingîndu-se: *structuri cristaline* (granulare), mozaicate, cristaloblastice, zaharoidă, granoblastice, porfiroblastice etc).

Structuri colomorfe — rezultat al coagulărilor suspensiilor din soluţii (oolitice, granuloide şi sferulitice); *structuri organoforme* (bioforme) — diferenţiate în funcţie de dimensiunile, caracterul şi gradul de conservare a organismelor.

Structura cimenturilor rocilor sedimentare. Cimentul în rocile sedimentare poate fi diferit atît în ceea ce priveşte compoziţia, cît şi structura sa. Se pot separa matrice simple, omogene sau heterogene. Cimentul poate fi

format din minerale argiloase sau micacee, SiO_2, oxizi de fier, carbonați etc. Cel mai răspîndit este cimentul argilos. Cimentul calcaros — dolomitic și sideritic se formează în mediul marin, cimentul gipsos (primar) se formează în mediu lagunar și lacustru, iar cimentul feruginos în mediul continental. Cimentul silicios se formează în stadiul de pietrificare.

După cantitatea relativă a cimentului se deosebesc următoarele tipuri:

— ciment *bazal* cînd granulele nu vin în contact, suprafața cea mai mare fiind ocupată de ciment;

— ciment de *contact*, — cînd acesta ocupă numai spațiile de la contactul granulelor;

— ciment de *pori* (poros), — cînd granulele se ating, iar cimentul umple spațiile dintre granule;

— ciment *pelicular, de umplutură, diseminat, de corodare.*

După structură cimentul poate fi: *amorf, de crustă, poicilitic* (cristale mari care acoperă granulele), *de regenerare* (identic cu granulele detritice însă umple spațiile dintre acestea).

1.2.3.3. Textura rocilor sedimentare

Prin textura sedimentelor și a rocilor sedimentare se înțeleg trăsăturile mari ale așezării în spațiu a diferitelor părți de roci sau de sedimente, așa cum se văd într-o deschidere geologică. Ea se referă la distribuția unităților de roci sau de sedimente și mai puțin la particulele componente.

Texturi primare (mecanice), formate în strînsă legătură cu procesul de transport și sedimentare, ca urmare a vitezei curentului și cantității de material transportat. În cadrul acestor texturi menționăm: stratificația (încrucișată, torențială, lenticulară, vălurită și ritmică), și urmele de valuri. Texturi ale fețelor de strat (urme de uscare a argilelor, urme de ploaie, urme de curgeri și tîrîre etc). Texturi *curbicorticale* (curbarea, încrețirea mîlurilor prin întărire) deformații ale depunerilor contemporane etc.

Texturi chimice (secundare) — concreționare (noduli sferulite, concrețiuni propriu-zise, geode).

Texturi organice determinate de prezența fosilelor în rocile sedimentare.

1.2.3.4. Clasificarea rocilor sedimentare

Nu se dispune încă de o clasificare unanim acceptată a rocilor sedimentare. Acest lucru se explică prin multitudinea de procese care intervin la formarea acestor roci. În general se consideră corespunzătoare clasificarea după compoziția fragmentelor (M. S. Sverțov), care separă următoarele patru grupe:

— Roci piroclastice, care au luat naștere în urma erupțiilor vulcanice prin acumularea produselor solide ale acestora (bombe vulcanice, cenușă și altele).

— Roci detritice, alcătuite din granule de minerale nealterate chimic sau din fragmente de rocă ce au rezistat alterării. Au o granulație relativ mare și sînt alcătuite din cele mai rezistente minerale (cuarț).

— Roci argiloase, formate din produsele alterării chimice a mineralelor primare, de obicei transformate în minerale noi chiar în regiunea de denudare şi proprii unei faze de dispersie a substanţei mult mai fină, deseori coloidală.

— Roci chimice şi biochimice, formate prin precipitarea din soluţii coloidale sau electrolitice pe cale chimică, cu sau fără participarea directă sau indirectă a organismelor (gaze, petrol, cărbuni)

1.2.3.5. Faciesurile rocilor sedimentare

Studiul faciesurilor rocilor sedimentare permite o completare a clasificării de mai sus, în corelaţie cu modul de formare şi cu caracteristicile fizico-mecanice. Aceasta ca urmare a faptului că relaţiile dintre faciesul litologic sau petrografic şi caracteristicile fizico-mecanice sînt în directă legătură cu: granulaţia, gradul de consolidare, litificare, gradul de alterare, structura şi textura, chimismul, conţinutul mineralogic, forma de zăcămînt etc. Din punct de vedere al caracteristicilor fizico-mecanice există deosebiri esenţiale între materialul sedimentat actual şi cel vechi, de regulă consolidat. Dacă pentru sedimentele actuale este posibil studiul nemijlocit al faciesurilor, în cercetarea faciesurilor vechi trebuie să eliminăm acele modificări ce au survenit de-a lungul perioadelor geologice. Datorită litificării, sedimentele din faciesuri diferite sînt reprezentate, de regulă, prin roci diferite, deşi este posibil ca în limitele unuia şi aceluiaşi facies să existe deosebiri secundare de ordin local în caracterul litificării.

Deosebirile dintre faciesurile actuale şi cele vechi sînt determinate de variaţia treptată a condiţiilor generale de formare, pe măsura evoluţiei geologice, precum şi de faptul că faciesurile vechi includ întotdeauna bilanţul dezvoltării de durată relativ îndelungată a unei regiuni oarecare din scoarţa terestră, ca rezultat al unei relative omogenizări în diversele momente izolate ale formării sedimentelor. Faciesurile actuale se deosebesc de cele vechi prin următoarele particularităţi: influenţa mai redusă a regimului tectonic, varietate mai mare, lipsă de consolidare, şi răspîndirea numai la suprafaţă; aceste deosebiri sunt condiţionate de modificările generale ale pămîntului. Din aceste cauze, studiul depozitelor actuale şi al proceselor geologice actuale nu poate explica toate particularităţile faciesurilor vechi.

Condiţiile de depunere sînt foarte schimbătoare; de aceea adesea se observă modificări de facies în aceleaşi orizonturi de sedimentare, una şi aceeaşi rocă putînd fi înlocuită prin numeroase alte tipuri. De exemplu, depozitele nisipoase trec uneori lateral în argile care la rîndul lor trec în roci carbonatate. Deseori gresiile trec în marne, marne cu gipsuri etc. Ţinîndu-se seama de condiţiile fizico-geografice actuale ca şi de cele vechi, faciesurile pot fi împărţite în: marine, mixte sau lagunare şi continentale.

Faciesurile marine. Printre depozitele sedimentare, faciesurile marine au cea mai mare răspîndire, ocupînd suprafeţe întinse, cu succesiuni monotone de roci şi adeseori cu resturi de organisme. Caracterul faciesurilor marine variază cu adîncimea mediului marin. Pe măsura depărtării de ţărm, depozitele detritice devin tot mai fine, se reduce cantitatea de resturi de organisme, apar frecvent urme de valuri (ripplemarks), creşte intensitatea transformărilor

sub influența proceselor singenetice. O influență deosebită asupra caracterului faciesurilor marine o au relieful uscatului învecinat și relieful fundului mării. De asemenea, formarea sedimentelor marine este influențată și de activitatea vulcanică subacvatică. După adîncimea de formare, principalele faciesuri marine sau oceanice sînt: litorale; de mică adîncime; de adîncime medie; de mare adîncime; de foarte mare adîncime. Rocile care se formează în aceste zone sînt rezultatul condițiilor generale de mediu și sedimentare, respectiv: pietrișuri, nisipuri, mîluri din care prin litificare (consolidare) rezultă conglomerate, gresii, argile, marne, calcare.

Proprietățile fizico-mecanice generale ale rocilor din faciesurile marine. Așa cum s-a menționat, rocile din diferitele faciesuri marine pot fi actuale, neconsolidate, sau vechi, deja transformate în diferite roci. Din punct de vedere al caracteristicilor fizico-mecanice, dintre sedimentele actuale interesează numai cele din zona de litoral, unde se execută uneori construcții inginerești (porturi, docuri etc). În această zonă pietrișurile și nisipurile, influențate în permanență de apă și valuri, impun condiții de fundare speciale (piloți, construcții de diguri de apărare), datorită neomogenității, prezenței apei, spălării nisipului, transportului permanent de fracțiuni prin valuri și curenți, lipsei de coeziune etc. Pentru asigurarea stabilității construcțiilor în aceste zone fundațiile trebuie duse fie pînă la roca de bază pe care sînt sedimentate depozitele actuale, fie la o adîncime corespunzătoare, neinfluențată de spălări sau afuieri.

În ceea ce privește depozitele din faciesurile marine vechi, la care prin diagenizare sau epigenizare apar transformări (litificări) funcție de presiunile și temperaturile la care au fost supuse, se constată că au caracteristicile fizico-mecanice în directă legătură cu diversele fenomene de transformare. Rocile care aparțin unor formațiuni geologice mai vechi sînt mai dure, lipsite de apă, cu porozitate redusă. Pe măsură ce se apropie de Cuaternar rocile sînt mai moi, conțin apă, au porozități ridicate. Depozitele vechi au suferit transformări foarte mari de la formare și pînă în zilele noastre, ele putînd fi repartizate în toate erele geologice. La aceste roci gradul de tectonizare, conținutul mineralogic și stratificația influențează caracteristicile fizico-mecanice.

În condițiile unor strate monocline, frecvente în general în formațiunile mai tinere, terțiare, caracteristicile fizico-mecanice sînt influențate de stratificație, macrofacies, coeziune și prezența apei. Formațiunile mai vechi, deși prezintă un grad mai avansat de epigenizare, sau pietrificare, au putut fi supuse în timp fenomenelor tectonice, care au favorizat alterări în special în zonele superficiale. Dintre rocile faciesurilor marine menționăm: conglomeratele, gresiile, calcarele lumașelice, depozitele cărbunoase, calcarele oolitice, gresiile calcaroase, argilele nisipoase, argilele marnoase, marnele, radiolaritele, diatomitele, fosforitele, argilele silicioase, calcarele. Din punct de vedere geotehnic o importanță deosebită prezintă formațiunile marnoase sau argiloase anhidre, care au ca minerale argiloase secundare sau principale montmorillonitul, illitul sau caolinitul. În contact mai prelungit cu apa sau aerul umed, aceste minerale imprimă rocilor proprietatea de a se umfla ducînd la mărirea volumului. Presiunile de umflare care apar în asemenea condiții atrag dificultăți mai ales la realizarea excavațiilor subterane.

Ținînd seama de toate aceste fenomene, în baza unor experiențe de laborator și teren, apreciem pentru rocile din faciesul marin caracteristicile fizico-mecanice menționate în tabelul 1.7.

Tabelul 1.7.

Caracteristicile fizico-mecanice orientative ale rocilor sedimentare din faciesurile marine

Macro-facies	Grad de pietrificare diagenizare	Tipuri de roci	Caracteristici fizico-mecanice					
			Greut. vol. γ_w	Rez. compr. R_c	Rez. conv. σ_c	Modul elastic static E_s	Modul elastic dinamic E_d	Frecare rocă/rocă tg $\varphi°$
Litoral 0—70 m	friabile	Pietriș	1,8		3,4	4 000	10 000	0,40
		Nisip	1,7		2,0	1 000	4 000	0,35
		Argile	1,8		1,8	200	800	0,30
		Aglomerate cu scoici	2,0		1,2	400	1 600	0,40
	slab	Pietriș	2,0		6	4 000	10 000	0,45
		Nisip	1,8		3	1 000	4 000	0,40
		Argile	1,9		2	200	800	0,30
	mediu	Conglomerate	2,2	100	7	45 000	40 000	0,45
		Gresii	2,15	300	7	40 000	160 000	0,5
		Argile, marne	1,95	100	3	4 000	25 000	0,32
	avansat	Conglomerate	2,25	300	12	50 000	100 000	0,5
		Gresii	2,6	900	15	75 000	180 000	0,6
		Șisturi argiloase	2,4	400	8	4 000	10 000	0,4
Mică adîncime 70—100 m	friabile	Nisipuri	1,7		2,0	1 000	4 000	0,35
		Aleurite	1,75		1,7	800	2 000	0,3
		Argile	1,8		1,8	200	800	0,3
		Calcare recifale	2,0		4,0	200	800	0,4
	slab	Nisipuri	1,8		2,5	1 000	4 000	0,35
		Aleurite	1,8		1,8	400	1 600	0,3
		Argile	1,9		2,0	200	800	0,35
		Calcare	2,05	300	6	1 000	4 000	0,4

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITARĂ LIBRARY

Mică adîncime 70—100 m	mediu	Gresii	2,4	600	7	50 000	150 000	0,5
		Argile, marne	1,95	200	4	8 000	20 000	0,35
		Calcare	2,5	700	8	65 000	90 000	0,6
	avansat	Gresii	2,6	1 200	15	75 000	100 000	0,6
		Argilite	2,4	700	8	600	15 000	0,4
		Calcare	2,7	1 400	20	60 000	200 000	0,65
Adîncime medie 100—500 m	slab	Argile aleuritice	1,8		1,8	200	800	0,3
		Argile nisipoase	1,8		2,0	↓	↓	0,35
		Radiolarite	2,05		2,0			0,3
		Diatomite	1,0		2,0			0,3
		Fosforite	2,0		2,0	1 000	4 000	0,3
	mediu	Argile compacte	1,8		3	400	1 600	0,4
		Radiolarite	2,0		5	1 000	4 000	0,4
		Fosforite	2,3		5	1 000	4 000	0,4
	avansat	Argilite	2,0	300	4	1 000	7 000	0,45
		Radiolarite	2,0	300	6	30 000	76 000	0,5
		Fosforite	2,4	350	6	30 000	75 000	0,5
	slab	Mîluri argiloase	1,7		0,5	<100	<400	$<0,20$
		Mîluri silicioase	1,7		0,5	<100	<400	$<0,20$
		Mîluri calcaroase	1,7		0,6	<100	<400	$<0,20$
		Argile plastice silicioase calcaroase	2,0	50	1,0	150	700	0,3
Mare adîncime >500 m	mediu	Argile compacte silicioase calcaroase	2,2	200	3	200	800	0,3
	avansat	Argile șistoase silicioase	2,2	300	15	10 000	30 000	0,4
		Calcare	2,4	500	0	25 000	75 000	0,55

BCU Cluj / Central University Library

Faciesurile lagunare (mixte). Corespund depozitelor formate în zona de trecere dintre uscat și mare, avînd ca particularitate depunerea în bazine cu salinitate anormală fie în plus, fie în minus față de cea marină. Aceste depozite pot fi întîlnite și în interiorul continentelor, în depresiuni fără scurgere, formînd uneori lentile de dimensiuni nu prea mari (depuneri din lacuri sărate). Din această cauză, uneori sînt cuprinse în depozitele continentale.

De la faciesurile marine la cele lagunare există treceri, care se fac treptat sau cu alternanțe de strate. Aceleași treceri se observă între faciesurile lagunare și cele continentale. Datorită salinității, lumea organică este săracă sau lipsește în totalitate.

Întinderile relativ mici ale bazinelor lagunare, adîncimea de asemenea mică și schimbarea rapidă a condițiilor de depunere a sedimentelor, determină inconstanța profilelor, exprimată cu atît mai clar, cu cît bazinul respectiv a fost de dimensiuni mai reduse. Faciesurile lagunare apar frecvent printre rocile sedimentare și se admite că au fost extrem de răspîndite în perioadele de ridicare a unor vaste porțiuni din scoarța terestră. În complexul lor se individualizează următoarele subfaciesuri: de bazine îndulcite, de estuare și de deltă. Depozitele lagunare sînt deosebit de tipice pentru formațiunile de tranziție, care apar în epoca ridicării geosinclinalelor. Grosimile unor depozite lagunare pot fi uneori mari și atunci pot conține zăcăminte importante de sare, cărbuni, petrol etc. Rocile care se formează pe suprafețe restrînse sînt mai variate, fiind reprezentate prin depozite de sare, calcare, marne, marne salifere, argile, nisipuri, cărbuni, mîluri ș.a.

Proprietățile fizico-mecanice generale ale rocilor din faciesurile lagunare. Cunoașterea caracteristicilor fizico-mecanice ale depozitelor lagunare actuale interesează cînd pe asemenea depozite se proiectează execuția unor construcții inginerești. Asemenea construcții se execută de preferință în zonele litorale ale lacurilor (lagunelor) sărate, în deltele rîurilor sau chiar în vecinătatea limanelor și estuarelor. Adîncimile de fundare în aceste cazuri nu depășesc 20 m, coloana litologică fiind caracterizată prin prezența nisipurilor, nisipurilor argiloase, argile și mîluri, adică sedimente cu caracteristici geotehnice slabe, impunînd condiții speciale de execuție a excavațiilor și de fundare a construcțiilor. În majoritatea cazurilor fundarea se face pe piloți. În zonele de deltă, unde stratificația „încrucișată" este obișnuită, depozitele nisipoase, argiloase, eoliene sau lacustre se succed cu grosimi în general reduse și schimbătoare, ceea ce impune adoptarea unor fundații și procedee de excavare speciale.

Caracteristice acestor zone sînt și condițiile hidrogeologice, care influențează proprietățile fizico-mecanice necesitînd condiții de execuție și betoane speciale ținînd seama de faptul că apele sînt încărcate cu săruri, iar mîlurile și nisipurile au o cantitate mare de material organic.

Depozitele fine ca granulație dau loc la sufozii, antrenări de particule, la epuismente etc., fapt care prin măsurile constructive ce devin necesare (chesoane, piloți, silicatizări etc) fac dificilă execuția și măresc costul construcțiilor.

Revenind la faciesurile lagunare vechi, care sînt formate din aceleași materiale primare însă diagenizate și epigenizate, menționăm că acestea interesează numai în măsura în care sînt situate la suprafață, în imediata vecinătate a unor construcții, sau cînd trebuie traversate de diverse tunele rutiere sau hidrotehnice.

Posibilitățile de detectare a unor roci vechi din macrofaciesurile de deltă sau de limane și estuare sînt mai dificile, din cauza deformațiilor tectonice la care au fost în general supuse aceste roci în timp. Ele sînt reprezentate prin gresii, microconglomerate, argile etc, avînd caracteristicile fizico-mecanice în concordanță cu vîrsta, gradul de pietrificare, tectonizare, alterare etc. Rocile din microfaciesurile bazinelor îndulcite formate în condițiile unui aport de apă dulce, în zonele marginale cu adîncimi mici, au stratificația în general încrucișată, în funcție de aportul de debit solid al rîurilor pe care le primesc. În zonele cu aport de apă dulce, deci cu aport mai mare de debit solid, rocile sînt reprezentate prin nisipuri și argile, care diagenizate în timp se transformă în gresii și șisturi argiloase. În zonele lagunare, cu aport de apă dulce, fără transport de nisipuri sau argile, se formează cordoane de recifi de briozoare, care se transformă în calcare lumașelice.

Deoarece aceste separații ale lagunelor îndulcite s-au păstrat în general din epoci geologice tîrzii (Sarmațian-Pliocen) n-au fost supuse unor procese orogenice importante și nu suportă deasupra lor coloane stratigrafice mari. În aceste condiții, rocile rezultate, deși consolidate și coezive, nu prezintă valori geotehnice ridicate; între acestea se numără calcare oolitice, gresii friabile poroase cu greutăți volumetrice mici, etc.

În lagunele salmastre cu climă caldă s-au format roci cu conținut ridicat de săruri (argile și marne salifere), sare gemă, gipsuri, gresii argiloase hialitizate. Depunerea și formarea acestor roci au avut loc într-un mediu reducător, ca urmare a faptului că soluțiile saline, mai mineralizate, acumulîndu-se pe fundul lacului, dereglează schimbul normal de apă în lac.

Faciesurile de lacuri sărate se formează în cea mai mare parte în zonele de trecere la geosinclinalele vecine, în epocile de cutare, avînd tranziții la depozitele continentale și sedimentîndu-se în depresiunile reliefului vechi. În aceste condiții, deși inițial depozitele au o stratificație orizontală clară, în majoritatea cazurilor, datorită mișcărilor orogenice care le-au afectat, prezintă deformații de natură tectonică deosebit de variate, fapt care le influențează mult structura, textura și cu aceasta caracteristicile geomecanice În țara noastră, asemenea roci sînt caracteristice în general zonelor subcarpatice. În cadrul acestui macrofacies există și formațiuni slab tectonizate, monocline (Aqvitanianul cu marne, argile și gipsuri în zona subcarpatică), a căror caracteristici fizicomecanice sînt acceptabile. Totuși, o caracteristică deosebită, mai ales la formațiunile argilo-marnoase, o constituie prezența mineralelor argiloase (montmorillonit, illit, caolinit), care în excavații ridică problema presiunilor de umflare. Execuția excavațiilor în aceste roci reclamă măsuri speciale (torcretări, ancorări etc), iar cunoașterea detaliată a formelor de zăcămînt, a conținutului mineralogic etc., este de maximă importanță. Efectuarea unui număr mai mare de analize pe tipuri de roci lagunare ne permite să facem o apreciere a caracteristicilor geotehnice, conform tabelului 1.8.

Faciesurile continentale. Depozitele caracteristice acestor faciesuri sînt cele care se acumulează direct pe suprafața uscatului, în văile rîurilor, pe fundurile lacurilor, în zonele de răspîndire a ghețarilor, etc. Aerul, apa și gheața participă activ la formarea acestor depozite, ceea ce explică diversitatea lor pe orizontală și verticală. Rareori conțin resturi ale unor animale

Tabelul 1.8.

Caracteristici fizico-mecanice orientative ale rocilor din faciesurile lagunare

Macro-facies	Grad de pietrificare diagenizare	Tipuri de roci	Caracteristici fizico-mecanice					
			Greut. vol. γ_w	Rez. compr. R_c	Rez. conv. σ_c	Modul elastic. static E_s	Modul elastic dinamic E_d	Frecare rocă/rocă tg $\varphi°$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Bazine indulcite	friabile necoezive	Aglomerări de scoici	2,0		1,2	400	1 5500	0,40
		Argile	1,8		1,3	200	800	0,30
		Mîluri	1,6		0,1	<100	<400	$<0,20$
	slab cimentat	Lumasel	1,9		3	400	1 600	0,40
		Argile	1,9		2	200	800	0,30
	mediu	Calcar lumaselic	2,2	100	6			0,40
		Argile compacte	2,0	300	4	1 000	5 000	0,35
	avansat	Calcare	2,6	1 200	20	60 000	200 000	0,65
		Argilite	2,3	400	10	4 000	20 000	0,35
Bazine cu salinitate	slab	Formațiuni saline	1,7		1,5	400	1 600	0,40
		Mîluri	1,6		0,1	<100	<400	$<0,20$
		Depozite cu sare	1,7		1,8	400	1 600	0,40
		Calcare	2,3	300	5	10 000	30 000	0,4
		Argile	1,8	100	1,8	2 000	7 000	0,3
	mediu	Depozite cu sare	1,9	200	4	10 000	30 000	0,4
		Calcare	2,5	700	14	25 000	80 000	0,55
		Argile compacte	2,0	400	4	1 000	5 000	0,35
		Marne	2,1	400	4	2 000	10 000	0,35
		Gipsuri	2,0	200	6	5 000	20 000	0,35
	avansat	Sare	2,4	600	12	15 000	40 000	0,4
		Calcare	2,7	1 200	20	60 000	200 000	0,65
		Argilite	2,3	400	10	4 000	20 000	0,35
		Marne calcaroase	2,3	500	8	1 500	45 000	0,4

BCU IAȘI CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

continuare tabelul 1.8.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Deltă	slab cimentate	Nisipuri argiloase	1,8		2	400	1 600	0,3
		Argile	1,9		1,8	150	300	0,3
		Mîluri	1,6		0,1	<100	<400	<0,20
		Argile grezoase	2	100	3	400	1 600	0,30
		Argile plastice	2	50	2	200	800	0,25
	mediu	Gresii argilizate	2,3	400	8	12 000	35 000	0,5
		Argile compacte	1,9	300	2	2 000	7 000	0,3
	avansat	Gresii argilizate compacte	2,4	600	12	15 000	40 000	0,5
		Argilite	2,3	400	10	4 000	20 000	0,35
Estuare și limane	friabile	Pietriș și nisip	1,9		3	4 000	10 000	0,4
		Mîluri	1,6		0,1	<100	<400	<0,20
	slab cimentate	Conglomerate	2,02		4	10 000	25 000	0,45
		Gresii	2,2	200	5	5 000	20 000	0,45
		Argile plastice	1,9		2,0	200	800	0,30
	mediu	Conglomerate	2,02	300	4,0	6 000	20 000	0,45
		Gressii	2,4	500	10	14 000	40 000	0,5
		Argile compacte	2,0	400	4	1 000	5 000	0,35
	avansat	Conglomerate	2,4	600	12	15 000	50 000	0,6
		Gresii	2,6	700	15	60 000	200 000	0,6
		Argilite	2,3	400	10	4 000	20 000	0,35

Caracteristici fizico-mecanice orientative ale rocilor din faciesurile continentale *Tabelul 1.9.*

Macro-facies	Grad de pietrificare diagenizare	Tipuri de roci	Caracteristici fizico-mecanice					
			Greut. vol. γ_{iv}	Rez. compr. R_c	Rez. conv. σ_c	Modul elastic static E_s	Modul elastic dinamic E_d	Frecare rocă/rocă tg $\varphi°$
Eluvial	slab	Grus	1,8		2,0	400	1 600	0,35
		Argile caolinizate	1,9		1,8	200	800	0,25
	cimentat	Brecie	1,9		2,0	600	1 800	0,35
		Argile plastice	1,9		2,0	100	300	0,25
	mediu	Brecie	2,2	300	6	26 000	70 000	0,4
		Argile compacte	2,0	200	5	6 000	20 000	0,35
	avansat	Brecie	2,3	300	12	30 000	70 000	0,45
		Argilit	2,3	300	10	4 000	20 000	0,35
Deluvial coluvial	necoezive	Argile de pantă cu fragmente de roci	1,8		1,8	400	1 600	0,3
		Grohotiș	1,7		2,5	800	2 400	0,45
	slab	Brecii argiloase	1,8		3,5	300	800	0,45
		Brecii	1,8		3,5	400	1 600	0,45
	mediu	Brecii argiloase	2,00	200	5	10 000	30 000	0,45
		Brecii	2,1	300	7	5 000	20 000	0,45
	avansat	Brecii argilitice	2,2	400	10	30 000	70 000	0,5
		Brecii	2,4	500	12	75 000	30 0000	0,5
Proluvial	necoezive	Aluviuni	1,9		3,5	800	3 200	0,45
		Nisipuri	1,8		2,5	400	1 600	0,4
		Argile prăfoase	1,9		1,8	200	800	0,3
	slab	Conglomerate	2,02		4	6 000	20 000	0,5
		Nisip presat	1,9	160	22	600	1 800	0,3
		Argile plastice	2,0	50	2	100	300	0,3
	mediu	Conglomerate	2,3	200	6	10 000	40 000	0,55
		Gresii	2,4	500	10	14 000	40 000	0,5
		Argile compacte	2,0	400	4	1 000	5 000	0,35
	avansat	Conglomerate	2,4	600	12	15 000	50 000	0,6
		Grsesii	2,6	700	15	60 000	200 000	0,6
		Argilite	2,3	400	10	4 000	20 000	0,35
Fluvial	necoeziv	Bolovani	2,0		4	800	3 000	0,45
		Pietrișuri	1,9		3,5	600	2 400	0,45

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

		Nisipuri	1,9		3,1	400	1 600	0,40
		Nisipuri argiloase	1,9		1,8	300	900	0,30
		Conglomerate	1,9		3,4	800	3 000	0,45
		Gresii	2,00		4,0	800	2 400	0,45
Lacustru de apă dulce	necoezive	Nisipuri argiloase	1,9		1,2	150	300	0,30
		Mîluri calcaroase	1,6		0,1	< 100	< 400	< 0,20
		Mîluri silicioase	1,8		0,1	< 100	< 400	< 0,20
		Nisipuri organogene	1,8		1,2	150	300	0,35
	slab	Gresii argiloase	2	200	4	6 000	12 000	0,4
		Gresii organogene	2	150	3,5	8 000	24 000	0,45
		Silexuri	2	250	4	10 000	30 000	0,45
		Calcare	2,3	300	5	10 000	30 000	0,5
	mediu	Gresii argiloase	2,3	400	8	12 000	35 000	0,5
		Gresii calcaroase	2,4	500	10	14 000	40 000	0,5
		Silexuri	2,1	700	12	18 000	60 000	0,55
		Calcare	2,5	700	14	25 000	80 000	0,55
	avansat	Gresii	2,6	700	15	60 000	200 000	0,6
		Silexuri	2,4	1 000	18	70 000	210 000	0,65
		Calcare	2,7	1 200	20	60 000	200 000	0,65
Mlaştină	necoezive	Mîluri	1,6		0,1	< 100	< 400	< 0,20
		Argile	1,8		0,6	100	400	0,25
		Resturi plante	1,5		0,5	< 100	< 400	< 0,20
	slab	Argile plastice	1,8	200	1,8	150	450	0,30
		Cărbuni	1,7	200	1,7	250	600	0,30
	mediu	Argile compacte	1,9	300	2,0	2 000	7 000	0,30
		Cărbuni	1,9	300	2,0	2 000	7 000	0,30
	avansat	Argile	2,0	400	6	4 000	16 000	0,35
		Şisturi	2,0	400	6	7 000	30 000	0,35
Deşert	nevcoeziv	Nisipuri	1,8		2	400	1 600	0,30
	slab	Nisipuri presate	1,9	150	2,2	600	1 800	0,30
	mediu	Gresii	1,95	500	10	30 000	100 000	0,40
	avansat	Gresii	2,4	700	15	70 000	250 000	0,60
Glaciare	necoeziv	Bolovani	2,0		4	800	3 000	0,45
		Nisip-pietriş	1,9		3,5	600	2 400	0,40
		Argile mîloase	1,7		1,2	150	300	0,25
	slab	Conglomerate	2,02		4	6 000	20 000	0,50
		Argile plastice	2,00	50	2	150	450	0,30
	mediu	Conglomerate	2,3	200	6	10 000	40 000	0,55
		Argile compacte	2,0	400	4	1 000	5 000	0,35
	avansat	Conglomerate	2,4	600	12	15 000	50 000	0,60
		Argilite	2,3	400	10	4 000	20 000	0,35

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

și plante terestre. Depozitele continentale se acumulează, de regulă, nu departe de locurile de dezagregare a rocilor pe seama cărora se formează. Printre depozitele continentale detritice se întîlnesc deseori varietăți grosiere rău sortate, iar printre rocile de origine chimică se găsesc produse de alterare. Sedimentarea depozitelor continentale se face de preferință în zonele morfologice joase, dînd naștere unui relief îngropat. Urmele reliefurilor vechi sînt deseori reflectate de culcușul depozitelor continentale.

Printre faciesurile continentale predomină depozitele detritice argiloase și leossoide; rareori se găsesc depozite carbonatate și salifere. Sedimentele continentale formîndu-se în condițiile unui acces liber al oxigenului, culoarea roșie le este caracteristică, fiind însoțită însă și de culori verzui-albăstrui sau chiar albe (caolin, nisipuri cuarțifere) sau neagră (cărbuni sau argile cărbunoase).

Stratificația este adesea inexistentă (morene), uneori oblică, încrucișată (aluviuni), sau orizontală (depozite lacustre). Granulația acestor depozite este determinată de condițiile de formare. În general sortarea este slabă, neregulată, formele colțuroase fiind frecvente. Compoziția mineralogică este omogenă, cu minerale stabile rezultate din transformările suferite de mineralele inițiale.

Macrofaciesurile specifice faciesului continental sînt: aluviale, deluviale, coluviale, fluviale, lacustre, de mlaștină, de deșert, glaciale. Rocile caracteristice sînt foarte variate: pietrișuri, nisipuri, argile, conglomerate, gresii, produse de alterare, loessuri, etc.

Proprietățile fizico-mecanice generale ale rocilor din faciesurile continentale. Dacă ne referim la faciesurile continentale actuale, reprezentate în general prin depozite necoezive sau slab coezive, prăfoase-argiloase, cu poziție generală apropiată de suprafață, constatăm că au caracteristici fizico-mecanice scăzute. Porozitatea ridicată, greutăți volumetrice mici, îmbibările cu apă, adaosul de elemente prăfoase argiloase, sînt cauze care duc la aceste valori. Execuția construcțiilor inginerești pe astfel de roci este totuși posibilă dacă pe baza studiilor de teren și laborator, parametrii geotehnici sînt determinați cu o cît mai mare precizie.

O problemă legată în special de macrofaciesurile eluviale și coluviale este stabilitatea acestora pe pantele pe care sînt dezvoltate. În acest sens, studiile trebuie îndreptate spre conținutul de minerale argiloase, spre modul de circulație a apelor, valoarea unghiului de frecare internă etc.

Sedimentele faciesurilor continentale vechi au luat naștere paralel cu mișcările orogenice, în regiunile de pe care s-au retras apele mărilor și oceanelor. La revenirea apelor marine (transgresiuni) depozitele formate s-au găsit sub acțiunea presiunii apei și a depozitelor marine nou sedimentate și treptat, prin diagenizare, s-au transformat în roci.

Aceste transformări sînt în directă legătură cu durata de acțiune a presiunii, cu temperaturile rezultate din gradientul geotermic, cu înălțimea coloanei de roci acoperitoare etc.

Se formează astfel roci cimentate: conglomerate, gresii, argile, gresii argiloase, șisturi argiloase, breccii, care păstrează caracteristicile granulo-

metrice și mineralogice ale sedimentelor inițiale, însă sînt incomparabil mai dure, coezive, cu porozități reduse și cu greutăți volumetrice mai ridicate. Caracteristicile fizico-mecanice ale acestor roci sînt, în general, cu atît mai bune cu cît sedimentele sînt mai vechi pe scara stratigrafică, și cu cît au fost mai încărcate cu depozite aparținînd altor faciesuri marine sau continentale mai noi. Astfel conglomeratele permiene de Verucano sînt mult mai cimentate și mai dure decît cele burdigaliene, iar gresiile triasice nu pot fi comparate ca rezistență cu gresiile friabile eocene sau miocene.

În tabelul 1.9 se dau o serie de caracteristici ale rocilor din faciesul continental, ținînd seama și de toți factorii de mai sus. Menționăm că loessurile, care în general sînt considerate la noi de vîrstă cuaternară (pleistocen-holocenă), prezintă caracteristici fizico-mecanice slabe, datorită macroporozității și sensibilității la înmuiere. Fundarea construcțiilor sau execuția excavațiilor pe loessuri se face în conformitate cu un normativ special (C.S.C.A.S. C 7—67).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2. Studiul structurilor geologice pentru obiective inginerești

C. Privighetoriță

Construcțiile inginerești se execută pe complexe de roci de obicei în apropiere de suprafață și mai rar la adîncimi mai mari. Legătura construcție-rocă se face printr-o fundație, a cărei dimensionare este în directă legătură cu natura terenului. Fundația trebuie să permită transmiterea echilibrată a forțelor aplicate de construcție asupra rocii de fundare, în condițiile unui calcul static ce asigură stabilitatea în limitele coeficienților de siguranță prescriși. Transmiterea sarcinilor asupra rocilor poate să se facă uniform distribuit sau neuniform (concentrat), în funcție de caracteristicile fizico-mecanice ale acestora, fără a crea diferențieri care să ducă la dezechilibrarea compartimentelor de roci (tasări inegale, deplasări, surpări etc). Independent de concepția de proiectare a construcției în sine, dispoziția rocilor în masiv are o influență adesea hotărîtoare asupra stabilității acesteia. De aceea se impune cunoașterea nu numai a naturii rocilor, ci și a modului lor de zăcămint în scoarța terestră, respectiv a structurii geologice sau a tectonicii.

Numeroasele date și observații de geologie structurală acumulate a făcut posibilă detalierea studiilor în acest domeniu nu numai pe suprafețe mari — megastructuri —, ci și pe zone restrînse și chiar a unor forme structurale microscopice. S-au constituit astfel ramuri noi de cercetare: microtectonica și petrologia structurală. Microtectonica se ocupă cu studiile elementelor tectonice „medii" cuprinse între limita inferioară a observațiilor cu ochiul liber și mărimi de ordinul zecilor de metri. Petrologia structurală sau petrotectonica se ocupă cu studiul elementelor tectonice mici, cuprinse în domeniul de sub limita de observație cu ochiul liber, utilizînd microscopul, masa Fedorov și chiar razele X.

Cercetările microtectonice și de petrologie structurală se fac în scopul obținerii unor imagini asupra geometriei intime a masivelor de roci și asupra fenomenelor fizice care se produc în materialele scoarței. Ele oferă geologiei structurale o bază de analiză, sinteză și interpretare, diminuînd mult influența factorului subiectiv în precizarea megastructurală și în caracterizarea fizico-mecanică a rocilor. Rezultatele interpretate ale acestor studii, corelate cu observațiile directe megastructurale, ajută la reconstituirea dinamicii și cinematicii în evoluția tectonică a rocilor din regiunea cercetată, permițînd o evaluare mai corectă a comportării terenului de fundare, pe perioada pentru care este prevăzută lucrarea. Studiile de tectonică, microtectonică și petrologie structurală diferențiază structurile în două categorii:

— structuri mineralogice, care privesc legăturile intime ale mineralelor, formă, dimensiuni, mod de așezare etc (microstructuri).

— structuri geologice, care se referă la relațiile dintre corpurile geologice putînd fi primare și secundare.

În capitolul 1 s-au prezentat tipurile principale de structuri mineralogice ale rocilor eruptive, metamorfice și sedimentare care se recunosc prin studiile microtectonice și de petrologie structurală, cum și structurile

geologice primare rezultate din punerea în loc a diferitelor roci. În acest capitol ne ocupăm numai de structurile geologice secundare (megastructuri).

Structurile geologice secundare sînt un rezultat al deformărilor suferite de roci în starea lor primară, ca urmare a mișcărilor scoarței în perioadele geologice — mișcările tectonice. Deformările care se observă la rocile de la suprafață pot fi studiate fie din punct de vedere al formelor născute sub influența presiunilor exterioare, fie ca urmare a unor deformări interioare generate de sarcina geologică. Ambele efecte decurg din intervenirea unor fenomene fizico-mecanice. Studiul deformărilor rocilor în timp impune și o explicare a fenomenelor ce au avut loc, bazată pe cunoașterea proprietăților fizico-mecanice ale rocilor și mai ales a deformării elastice, plastice și a ruperii.

Proprietățile fizice ale rocilor sînt în directă legătură cu compoziția mineralogică, starea de zăcămînt, gradul de fisurare, alterare etc. În natură rocile se găsesc în stare solidă coezivă (elastică, elastoplastică și plastică), necoezivă (afînată sau pulverulentă), lichidă (roci curgătoare) și gazoasă (gaze naturale). Aceste stări fizice ale rocilor și substanțelor minerale utile, sînt caracterizate printr-o serie de parametri de stare, a căror definiție și mărime variază în funcție de natura rocii, presiunea litostatică, caracteristicile structurale și texturale, regimul hidrogeologic, etc. Acești parametri sînt greutatea volumetrică, greutatea specifică, umiditatea, porozitatea, coeficientul de gelivitate și coeficientul de înmuiere.

2.1. Caracteristicile elastice ale rocilor. Factorii care conduc la deformarea rocilor.

Caracteristicile elastice sînt difinite prin următorii coeficienți: modulul de elasticitate Young E_d (daN/cm^2, modulul de volum K (daN/cm^3), modulul dinamic de elasticitate E_D (daN/cm^2), modulul de deformație E (daN/cm^2), modulul de rigiditate G (daN/cm^2), coeficientul Poisson (ν), rezistența la rupere, rezistența la forfecare, tracțiune, încovoiere. Determinarea și interpretarea lor în corelație cu modul de prezentare a rocilor sînt tratate în capitolul 3. În funcție de valorile coeficienților condiționați de starea de zăcămînt a rocilor, acestea s-au comportat diferit în procesele tectonice, rezultînd transformări parțiale sau radicale.

În funcție de caracteristicile elastice se împart în următoarele categorii:

— Roci cvazielastice cu elemente fine microgranulare, masive, compacte, nefisurate, uniform alterate. Structurile acestor roci sînt holocristaline, echigranulare.

— Roci semielastice, în care intră majoritatea rocilor cu cristale bine formate prinse într-o masă compactă, structuri porfirice, heteroblastice, oculare.

— Roci neelastice cu granulația mică sau mare, neomogene, foarte fisurate și poroase.

Diferența de elasticitate a rocilor a făcut ca în procesele tectonice unele mase să se comporte diferit, rezultînd o mare diversitate de forme structurale.

Factorii care conduc la deformarea rocilor. Forțele interne care iau naștere în roci ca urmare a presiunilor externe, ca și schimbările de formă și volum care apar, s-au denumit în nomenclatura științelor geologice structurale *stress și strain* și constituie factorii de bază în deformarea rocilor și în formarea structurilor secundare în concordanță cu caracteristicile fizico-mecanice și de elasticitate menționate.

Din punctul de vedere care ne preocupă, noțiunea de stress se referă la transformările care iau naștere în rocă în urma exercitării unor forțe externe și nu ca urmare a presiunii laterale orientate, așa cum se obișnuiește să se considere în terminologia geologică curentă. Forțele care acționează asupra unui element de rocă se pot împărți în două tipuri: *forțe de volum*, care acționează în cea mai mare parte a materialului, fiind proporționale cu masa acestuia și *forțe de suprafață* — care acționează asupra suprafeței corpurilor. Forța care acționează pe unitatea de suprafață se numește stress. Funcție de direcția de acționare a forțelor exterioare, se deosbește un stress normal (direct) notat de Greek cu S și un stress de forfecare notat cu τ (fig. 2.1). Stressul direct poate fi de tensiune sau de compresiune; componenta tangențială a stressului reprezintă stressul de forfecare. Direcțiile de acționare a stressului sînt multiple, evidențiindu-se stressul plan (în două direcții) și stressul tridimensional. Forțele externe care produc stressul sînt presiunea litostatică și forțele diferențiale care, așa cum s-a menționat, pot fi de tensiune sau compresiune, de cuplu și de torsiune. În procesul de formare a scoarței terestre au avut loc mai multe faze de mișcare stressurile apărînd pe multiple direcții. Sistemul de stress existent în scoarță la un moment dat este în general rezultatul interacțiunii stressurilor produse prin influența gravitației și a stressurilor tectonice suplimentare. Adesea acest sistem se complică ulterior prin suprapunerea a două sau mai multe sisteme, sub a căror efect se produc schimbări ale direcțiilor și valorilor stressurilor inițiale.

Studiile și modelele la scară redusă au dat posibilitatea stabilirii formulelor și relațiilor matematice ale tipurilor de stressuri, ale stressurilor principale și ale celor suplimentare, folosind în principal sistemele clasice de notare a stressului normal σ și de forfecare τ, pe direcția celor trei axe de

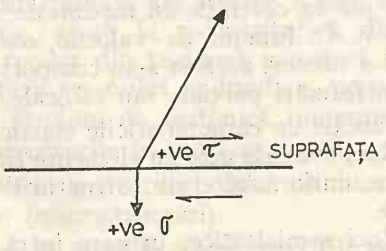


Fig. 2.1. Stressul. Împărțirea forțelor ce acționează pe o suprafață cu componente de stress normal (σ) și de forfecare (τ).

coordonate x y, z. În cazul unor abateri de la axele principale, se ține seama de unghiul de abatere θ intrînd în calcul relațiile trigonometrice legate de acestea (Ramsey).

O metodă modernă și rapidă de studiere a stressului pe modele este metoda fotoelasticității aplicată de Meteyi (1950) și Currie (1962).

Noțiunea de s t r a i n (deformare) se referă la schimbarea de formă și volum, care apare ca rezultat al stress-ului, vespectiv la deformarea rocilor. După caracteristicile fizico-mecanice ale rocilor și funcție de temperatură și presiune, strainul poate fi elastic sau plastic. Dacă apare ca rezultat al presiunii litostatice, strainul poate produce schimbarea volumului fără a produce și schimbarea formei, sau poate produce schimbarea volumului și formei în același timp (fig. 2.2). Deformația, respectiv strain-ul, prezintă

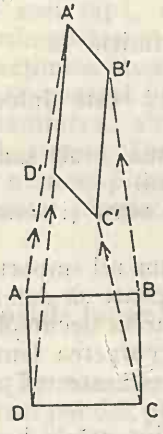


Fig. 2.2. Strainul. Forma inițială A, B, C, D, este deformată luînd o poziție nouă A', B', C', D'. Liniile punctate reprezintă căile mișcării celor patru puncte. Deplasarea rezultă dintr-o mișcare și duce la o schimbarea poziției relative.

de obicei trei stadii, care apar succesiv: elastic, plastic, ruptural. În stadiul elastic, după încetarea aplicării stressului, materialul revine la forma inițială. Dacă strainul crește se depășește limita de elasticitate iar materialul nu mai revine la starea inițială; strainul corespunzător se numește s t r a i n p l a s t i c. Dacă strainul crește continuu se ajunge la rupere; limita de rupere este limita între stadiul plastic și stadiul ruptural. Dacă la deformarea unui corp stadiul plastic este foarte scurt corpul se rupe imediat după ce s-a depășit limita elastică. Dacă stadiul elastic este foarte scurt, corpul este ductil și se deformează plastic aproape de la început. Prezența apei face să scadă mult limita de rupere. În funcție de direcțiile deformărilor, de stabilitatea acestora în timp, se deosebesc: strain longitudinal, strain finit, strain infinitezimal, strain de forfecare, strain omogen, neomogen etc. De asemenea, față de poziția în plan se definește strain bidimensional și tridimensional.

Toate aceste forme, în funcție de mărimea alungirii și de valoarea unghiului de forfecare pot fi prinse și redate în formule matematice simple sau foarte complexe, care în final definesc și eforturile la care au fost supuse masele de roci în procesele de deformare și în funcție de aceste eforturi, posibilitățile de a aprecia starea rocilor, în cazul proceselor finite sau progresive. Ca și în cazul stressului, procesele se pot suprapune, complicînd mult posibilitatea de calcul sau de apreciere a valorii sau naturii strainului. Aceste calcule și formule sînt, de asemenea, un rezultat al încercărilor pe modele; în natură însă procesele sînt mult mai complicate și mai dificil de redat în formule matematice.

2.2. Comportarea rocilor în procesele tectonice provocate de stress și strain. Roci competente și necompetente.

Deformarea unei roci sub acțiunea unui stress este determinată de doi factori: anizotropismul său și starea sa (elastică sau plastică). Oricare din acești doi factori poate predomina sau ambii se pot combina în diverse proporții. Datele experimentale privind deformarea rocilor dau posibilitatea de a distinge cinci tipuri principale de deformare:

— compresiunea cu micșorare de volum (proces finit).

— fluajul sau curgerea lentă.

— curgerea elasto-vîscoasă (deformarea elastică este înlocuită de o deformare permanentă).

— curgerea plastică, cu o viteză de deformare mai mult sau mai puțin constantă, dar lentă, la o creștere minimă a stressului.

— ruperea, la început cu o viteză de deformare mare și constantă, care duce la fracturarea rocilor.

Dintre tipurile enumerate, compresiunea joacă un rol important în formarea cutelor și faliilor numai în etapa inițială, cînd poate să determine locul fie al unei viitoare falii fie a unei boltiri de cută, dar în decursul procesului propriu-zis de cutare încetează să acționeze. Nici curgerea lentă (fluajul) nu poate să fie un factor important al cutării, deoarece este un proces finit, avînd o extindere strict limitată.

Regula competenței, de care ne vom ocupa mai jos, stă la baza formării cutelor și exprimă relația dintre deformare, pe de o parte, și calitatea și cantitatea materialului supus deformării, pe de altă parte. Cu cît un strat este mai gros și mai dur, cu atît el poate forma cute de un ordin de mărime superior, în general mai simple, și invers, cu cît stratul este mai subțire și mai puțin dur, dă loc la cute mai mici și mai complicate. Cu cît stratificația sau șistuozitatea este mai pronunțată, cu atît stratele se cutează mai ușor. Rocile mai dure, care rezistă mai bine forțelor tectonice, se numesc *competente*, iar cele mai puțin dure, care se deformează intens sub acțiunea forțelor tectonice se numesc *incompetente*. În general rocile competente dirijează cutarea, determinînd caracterul deformației. În cutarea obișnuită stratul competent poate suferi o îndoire simplă, largă, în timp ce stratul incompetent se cutează în cute strînse, asimetrice, putînd fi și forfecat sau budinat.

Stratele incompetente acumulează eforturi de care uneori se descarcă prin forfecare și faliere, dar pe care alteori le conservă, manifestînd presiuni doar atunci cînd sînt deranjate prin excavații artificiale sau eroziuni naturale. În aceste condiții rocile competente transmit eforturile tectonice rocilor incompetente, care le acumulează.

Gradul de competență al rocilor depinde de rezistența la zdrobire, masivitate, capacitatea fracturilor din roci de a se cicatriza prin colmatare sau recristalizare. Stratele fisurate, rupte, deci discontinue, nu mai transmit eforturi și nu mai sînt competente.

O gresie poate fi mai competentă decît un calcar, însă datorită faptului că gresia ruptă se cicatrizează mai greu, calcarul fracturat este mai competent decît gresia fracturată, deoarece fracturile sale se cicatrizează mai ușor prin calcifiere.

În cazul cutării de flexionare, stratele competente se îndoaie, iar stratele incompetente se laminează și curg, ceea ce face să se ajungă la o depla-

sare (încălecare) a stratelor unele peste altele. Rezultă că în procesul de cutare sau de solicitare a rocilor nu valoarea absolută a limitei de elasticitate a întregului complex reprezintă factorul de cea mai mare importanță, ci competența diferitelor tipuri de roci și cea mai înaltă limită de elasticitate a celor mai competente roci. Adîncimea la care rocile se află în scoarță, respectiv presiunea litostatică, reprezintă de asemenea un factor important în modul de comportare sau în stabilirea competenței rocilor. Un rol hotărîtor mai au temperatura și prezența substanțelor fluide sau gazoase din roci (apă, oxigen, CO_2 etc.).

Structurile geologice secundare, apar deci ca o consecință a deformării rocilor sub acțiunea stressului. Sub influența acestor forțe de natură tectonică, rocile în general și stratele în particular se deformează păstrîndu-și uneori continuitatea, alteori pierzînd-o, ca urmare a deplasării stratelor pe planele de rupere. Deformațiile din prima categorie au loc în domeniul elastic și se numesc *plicative*, iar cele din a doua categorie se produc după depășirea limitei elastice și se numesc *rupturale*.

2.2.1. Principalele forme de deformare plicativă a rocilor

Foliația. Termenul se referă la orice element structural plan ce este delimitat de un sistem paralel, prin suprafețe cu aderență slabă. M. P. Billings clasifică foliația în p r i m a r ă și s e c u n d a r ă. În prima se cuprind foliația de stratificație a rocilor sedimentare, foliația primară a rocilor plutonice, structurile de curgere în rocile efuzive, iar în a doua șistozitatea, clivajul de curgere, clivajul de fractură, clivajul de forfecare, clivajul de stratificație.

Liniația. Termenul se referă la orice element linear din roci, indiferent de scara la care apare. Ea poate fi dată de dispoziția lineară a mineralelor (de exemplu, orientarea prismelor de hornblendă) sau de intersecția unor plane (intersecția clivajelor sau a fisurilor pe șistozitate), sau de paralelismul liniar al axelor microcutelor pe suprafața foliațiilor. Liniația este un element important în structura rocii. Astfel în rocile eruptive ea arată direcția de curgere a materialului, iar în rocile metamorfice dă indicații asupra formei cutelor și în general asupra cutării. În acest ultim caz, dacă liniația este paralelă cu axa structurii, poziția absolută a ei, măsurată statistic pe o suprafață oarecare, poate da o idee asupra poziției în spațiu a structurii mari. Direcția liniației redă direcția reală a structurii, spre deosebire de foliație, șistozitate etc., care de cele mai multe ori, nu redau direcția adevărată a acesteia. Liniația poate fi de multe ori paralelă cu direcția de transport tectonic. Asemenea situații se observă mai ales la millonite, roci în care pe suprafețele de intensă laminare apar striuri de alunecare.

E. Cloos propune o clasificare a liniațiilor care are în vedere diversitatea fenomenelor geologice ce le pot provoca: liniații primare, de curgere în roci eruptive; liniații de curgere paralelă cu direcția principală de mișcare a magmei; liniații de curgere perpendiculară pe direcția principală de mișcarea magmei; liniații secundare în roci metamorfice și sedimentare; liniații datorită curgerii plastice (liniație perpendiculară pe axa cutei și care coincide cu direcția principală a curgerii plastice, liniația paralelă cu axa cutei); liniația datorită rotirii în jurul axei cutei (ca rezultat al rotirii în jurul

axei cutei, iau naștere flexuri, microcute, iar uneori se produce o alungire a stratelor în lungul acestei axe).

Se mai evidențiază: liniația datorită intersecției planelor clivajului de curgere, a clivajului de fractură și a suprafețelor de stratificație; liniații datorită alunecărilor pe suprafețe de stratificație (șistozitate), pe planele de clivaj și pe suprafețele fisurilor (liniație dată de striurile de pe oglinzile de frictiune, care apar pe diferitele tipuri de clivaje și fisuri); liniația datorită creșterii orientate a mineralelor fie în striurile oglinzilor de frictiune, fie pe fisuri. Liniațiile cele mai importante sînt acelea care apar paralel cu axele cutelor mari. Cînd apar două sau mai multe sisteme de liniații, problema vîrstei lor relative capătă o importanță deosebită. Din observarea relațiilor dintre sistemele de liniații se poate vedea relația de vîrstă dintre aceste sisteme (de ex. o liniație mai nouă intersectează o liniație mai veche). Ordinea exactă de apariție a liniațiilor nu este posibil de stabilit fără o analiză microtectonică completă, dar studiul respectiv poate duce la stabilirea genezei structurii lor.

Suprafețe S. Acest termen, cu un sens genetic, a fost propus de B. Sander și utilizat apoi în lucrările multor autori. El se referă la toate suprafețele (statistic) plane existente într-o structură de deformație și includ plane care nu sînt vizibile și care nu depind de orientarea dimensională a granulelor. Termenul se poate referi și la elemente structurale ca: stratificație, șistozitate, clivaje, plane de alunecare și plane de curgere primară în roci eruptive. De asemenea se folosește și pentru planele care pot fi puse în evidență numai prin studiul orientării preferate a mineralelor cu metodele petrologiei structurale. Pentru precizarea genetică, atunci cînd aceasta este posibilă, se utilizează termeni ca: suprafață S de alunecare, suprafață S de aplatizare, etc. Rezultă deci că acest termen este foarte cuprinzător mergînd de la foliație pînă la caracterizarea anizotropiei în rețelele cristaline.

Cutarea. Este procesul datorită căruia stratele așezate inițial orizontal, se îndoaie formînd cute. Cutele sînt caracteristice pentru formațiunile stratificate, cu pregnanță la rocile sedimentare, care inițial sînt dispuse în poziție orizontală. Ele apar frecvent și la rocile metamorfice. Dimensiunile cutelor

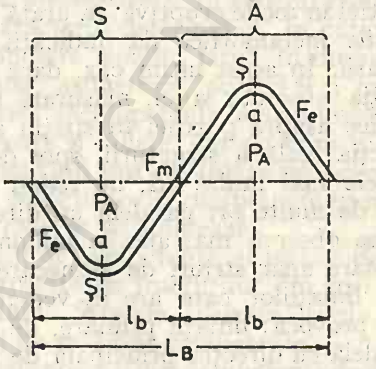


Fig. 2.3. Cută culcată: A — anticlinal; S — sinclinal; P_A — plan axial; F_e — flancuri exterioare; F_m — flanc mijlociu; $Ş$ — șarnieră; L_B — lățimea bazei cutei; l_b — lățimea bazei anticlinalului și sinclinalului; a — axul sinclinalului sau anticlinalului.

sînt variabile, mergînd de la centimetri la zeci și sute de kilometri (șariaje). Forma structurală elementară a cutărilor este cuta simplă, care reproduce, ca formă, un S culcat, avînd deci o parte convexă denumită anticlinal și una concavă denumită sinclinal. (fig. 2.3.—2.5.). În afara acestei forme simple,

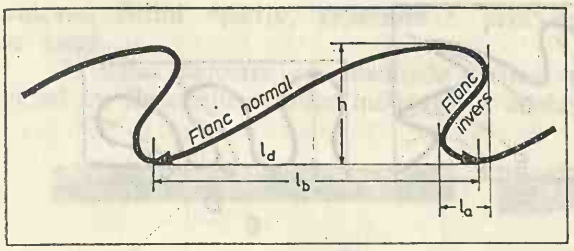


Fig. 2.4. Dimensiunile cutei: h — înălțime; l_b — lățimea bazei; l_d — lățimea desfășurată; l_a — lățimea de acoperire;

în natură cutele prezintă forme variate ca: monoclin, homoclin, terasă structurală, nas structural, hemisinclinal etc. (fig. 2.6).

Cutele se clasifică după criterii geometrice și genetice.

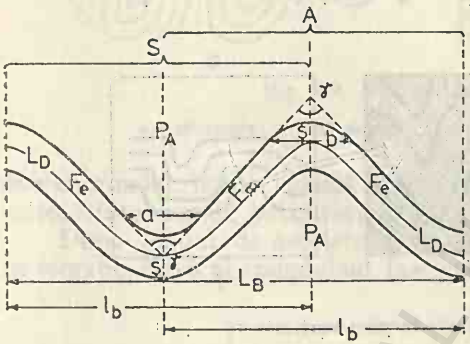


Fig. 2.5. Elementele unei cute în S culcat cu planul de referință la baza cutei:
A — anticlinal; S — sinclinal; P_A — plane axiale; F_e — flancuri externe; F_m — flanc mijlociu; a — albie; b — boltă; $Ș$ — șarnieră; L_B — lățimea bazei cutei; L_D — lățimea desfășurată; l_b — lățimea bazei anticlinalului sau cinclinalului; γ — unghiul cutei.

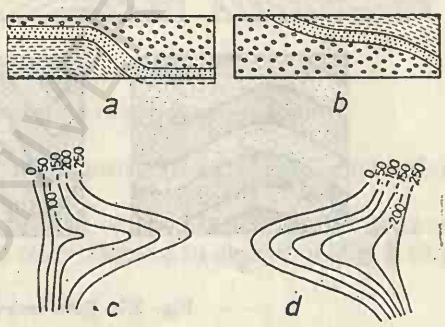


Fig. 2.6. Forme variate de cutare:
a — monoclin; b — terasă structurală; c — nas structural reprezentat prin izobate; d — hemisincinal reprezentat prin izobate

Clasificarea geometrică cuprinde:

1. Cute individuale în plan vertical: cute normale, în evantai, izoclinale, tectiforme, simetrice, asimetrice, largi, strînse, în formă de cufăr (fig. 2.7.).

2. Cute individuale în plan orizontal: cute lungi (brachianticlinale și brahisinclinale), scurte, domuri, cuvete, ambele cu raportul L/l egal, longitudinale (paralel cu direcția lanțului muntos), transversale (perpendiculare pe direcția lanțului muntos), în palier sau cute de nivel, în care axul este orizontal, cu plonj simplu sau dublu, în care axul se afundă într-o singură direcție sau în ambele direcții (fig. 2.8.). După modul de asociere a cutelor în plan vertical se disting:

1. Stilul jurasian sau congruent, cu anticlinale și sinclinale egal dezvoltate. Stilul incongruent, care reprezintă o grupare de cute inegal dez-

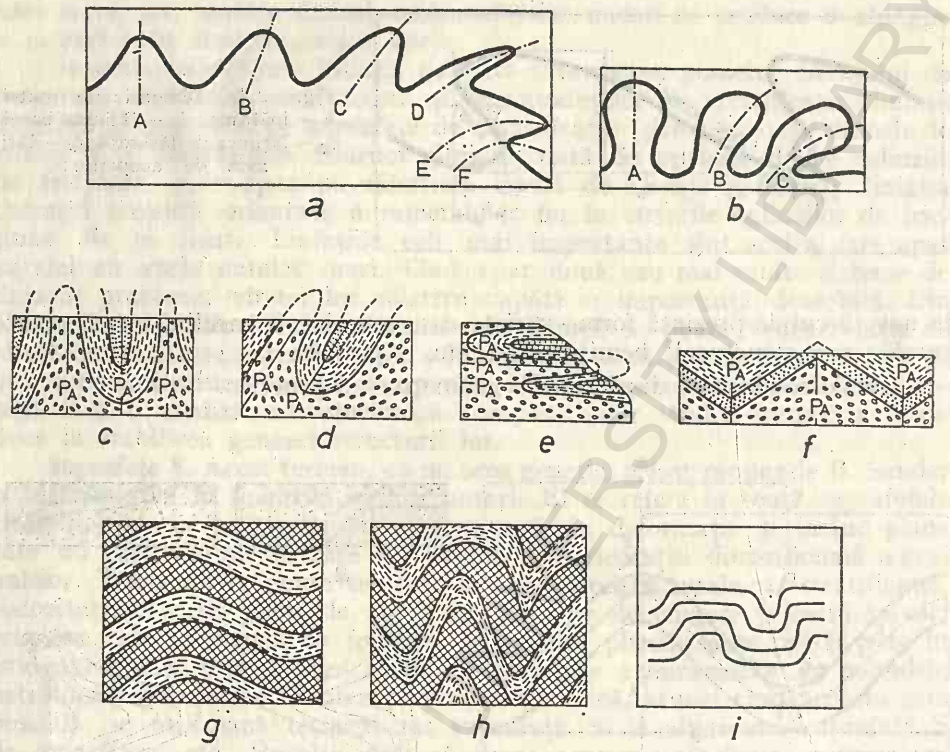


Fig. 2.7. Cute individuale în plan vertical:

a — cute normale; *b* — cute în evantai; *c*, *d*, *e* — cute izoclinale (*c* — verticală; *d* — înclinate; *e* — culcată); *f* — cute tectiforme; *g* — cute largi; *h* — cute strînse; *i* — cute cufăr; P_A — plan axial.

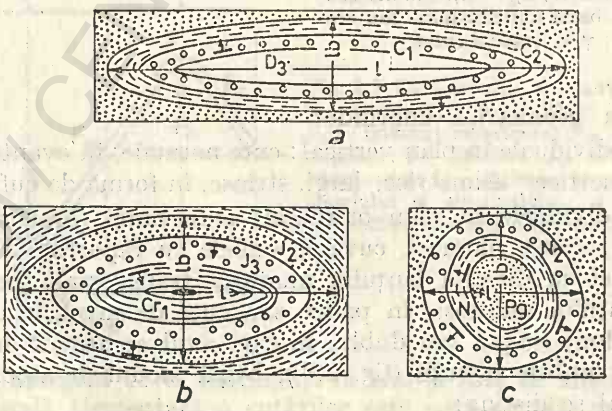


Fig. 2.8. Cute individuale în plan orizontal:

a — cută largă; *b* — brahicută; *c* — dom.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

voltate. Stilul ejectiv, reprezentat prin anticlinale strînse și sinclinale largi.

2. Stilul dejectiv cu sinclinale strînse și anticlinale largi. Stilul izoclinal cu flancurile cutelor înclinate în același sens. Anticlinoriile (normale

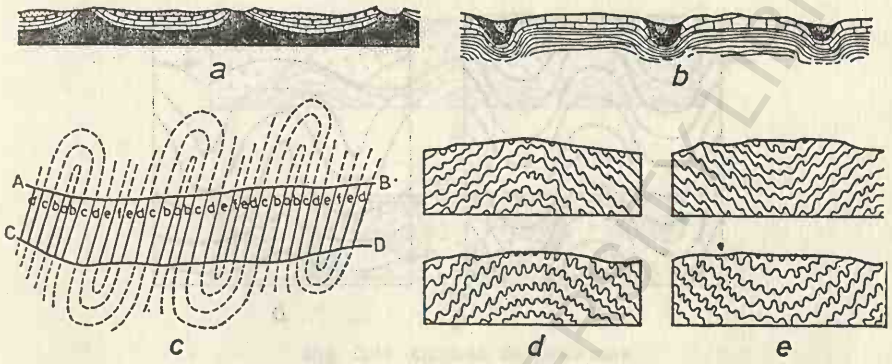


Fig. 2.9. Asociații de cute în plan vertical:

a — stil ejectiv; *b* — stil dejectiv; *c* — stil izoclinal; *d* — anticlinorii; *e* — sinclinorii:

sau anormale), boltire zonală subcutată. Sinclinoriile (normale sau anormale), concavitate zonală subcutată. (fig. 2.9.).

După modul de asociere a cutelor în plan orizontal se disting: fascicul în virgație, fascicul amigdaloid, fascicul în releu, fascicul în ghirlande (fig. 2.10.).

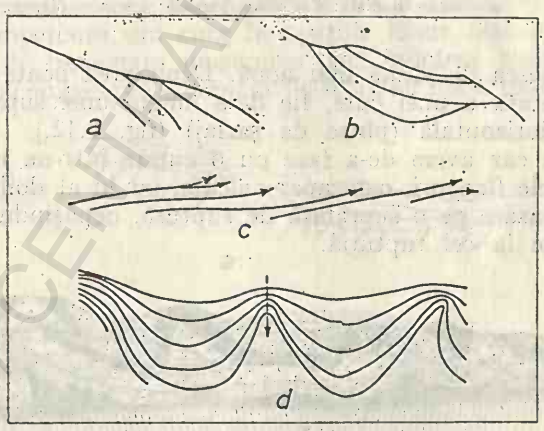


Fig. 2.10. Asociații de cute în plan orizontal:

a — cute în virgație; *b* — cute amigdaloide; *c* — cute în releu; *d* — cute în ghirlande.

Asociația de cute, în funcție de adîncime cuprinde:

— Cutarea similară, caracteristică depozitelor de fliș, stratele cu aceeași lungime, însă sînt mai subțiri în flanc și mai groase în ax. Forma cutei se păstrează pe verticală.

— Cutarea paralelă (concentrică), forma cutei se schimbă în plan vertical.

— Cutarea disarmonică, datorită heterogenității depozitelor se formează cute cu sîmbure de străpungere, de regulă sare (cute diapire) sau cute cu strate mai subțiri în boltă și mai groase pe flancuri (fig. 2.11.).

Decolările sau desprinderile reprezintă mase importante de roci desprinse de pe fundamentul inițial și care stau în superpoziție anormală pe un alt

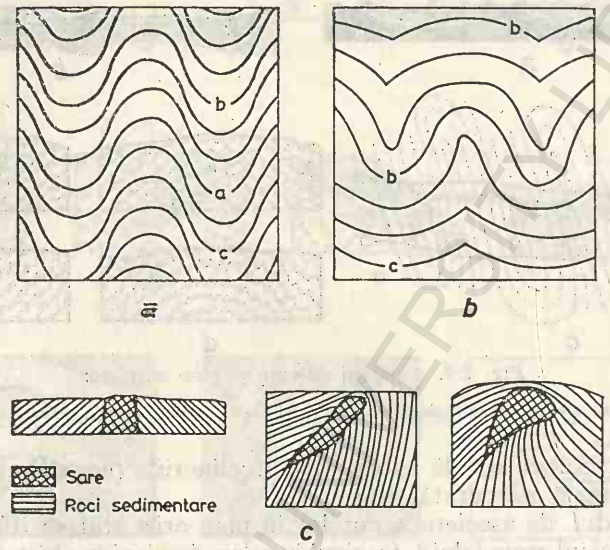


Fig. 2.11. Asociații de cute în funcție de adîncime:

a — cutare similară; *b* — cutare paralelă; *c* — cute diapire.

fundament, adesea de vîrstă mai nouă. Deplasarea poate avea loc fie prin culcarea exagerată a unei cute, fie de-a lungul unei suprafețe de ruptură, devenită cvasiorizontală (pînze de șariaj) (fig. 2.12.).

În primul caz avem de-a face cu o cutare într-un mediu plastic păstrîndu-se ambele flancuri, care apar culcate, iar în al doilea caz avem de-a face cu o deplasare pe o suprafață de ruptură, depășindu-se stadiul plastic și ajungîndu-se la cel ruptural.

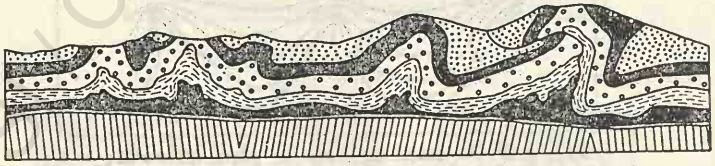


Fig. 2.12. Decolări sau desprinderi. Decolarea munților Jura (după A. Baxtorf).

Dacă se ia în considerare modul de grupare a cutelor în legătură cu unitățile structurale mari ale scoarței, se constată că în literatura geologică există mai multe scheme de clasificare, cu diferite denumiri și justificări, condiționate de ideile care dominau în timpul lor de apariție. După criteriul ales aceste clasificări se numesc structurale, morfologice și genetice.

Clasificarea genetică, care pare cea mai acceptabilă, cuprinde trei tipuri principale de cutare: de flexionare, de curgere, din forțe verticale diferențiate.

1. Cutarea de flexionare sau „cutarea adevărată" rezultă fie dintr-o compresiune, fie dintr-un cuplu de forțe. Forța de compresiune acționează paralel cu stratificația și este centripetă. Stratele, deși sînt aparent rigide,

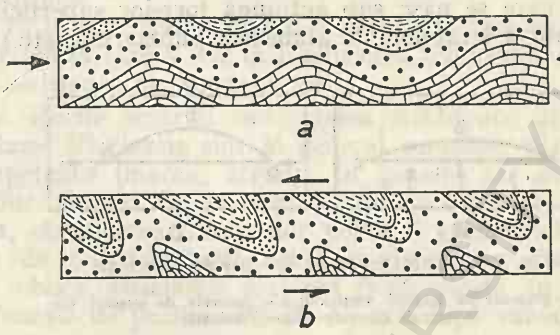


Fig. 2.13. Cutarea de flexionare:

a — cute rezultate din compresiune simplă; *b* — cute dezvoltate prin cuplu.

se deformează plastic, fără ruptură, din cauza unor procese interne (mișcări intragranulare, mișcări intergranulare și recristalizări). Pe lîngă aceste mișcări ale materiei, un rol important în deformare îl au alunecările strat pe strat. De asemenea, un rol important îl au proprietățile fizico-mecanice ale rocilor, competența sau incompetența acestora. În timp ce rocile competente transmit forța de compresiune, cele incompetente nu o transmit și sînt antrenate între rocile competente sau curg în spațiile libere dintre bolțile anticlinalelor. Cutarea de flexionare presupune deci îndoirea stratelor competente, curgerea celor incompetente și deplasările stratelor unele peste altele (fig. 2.13).

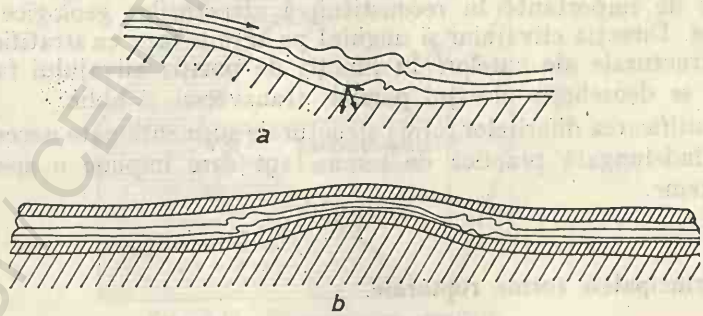


Fig. 2.14. Cutare de curgere:

a — de curgere liberă; *b* — de curgere forțată.

2. Cutarea de curgere se produce cînd majoritatea stratelor sînt plastice, proprietate ce poate fi inițială sau căpătată ulterior din cauza temperaturii sau presiunii litostatice mari. Întreaga masă este nevoită să se miște asemănător unui lichid vîscos, diferențiindu-se două categorii de curgere: liberă și forțată (fig. 2.14).

3. Cutarea datorită forțelor verticale diferențiale se produce cînd au loc variații ale mișcărilor verticale în strate în care nu sînt fracturi. Se deosebesc:

— cute care se nasc sub acțiunea forțelor tangențiale (de compresiune) (fig. 2.15).

— cute care se nasc sub acțiunea forțelor verticale (de curgere);

— pseudocute care se nasc sub acțiunea forțelor superficiale (de compactizare diferențiată a stratelor, de alunecare submarină, etc.).

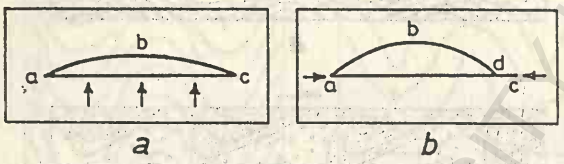


Fig. 2.15. Cute generate de mișcări verticale:

a — generate de mișcări verticale; *b* — generate de mișcări orizontale de compresiune (flexiune).

Clivajul. Prin clivajul rocilor se înțelege proprietatea acestora de a se desface mai ușor după suprafețe paralele și discontinue din punct de vedere mecanic. Clivajul implică în general două moduri de deformare importante: aplatizarea și forfecarea, ambele de-a lungul suprafețelor plane preexistente. Forfecarea de clivaj este frecventă în regiunile de metamorfism regional bine dezvoltat (infrastructură), iar aplatizarea în rocile normal metamorfice sau slab metamorfozate (suprastructură).

În funcție de structură se deosebesc: clivaj de stress; clivaj de alunecare; clivaj de forfecare.

După aspectele petrografice-morfologice se disting: clivaj de strat (ardeziform), clivaj de fractură, clivaj de crenelare, de șistozitate etc.

Relațiile dintre clivaj și stratificație sau dintre clivaj și lineație sînt deosebit de importante în reconstituirea structurilor geologice zonale sau regionale. Direcția clivajului și unghiul pe care îl face cu stratificația, indică axele structurale ale cutelor. În funcție de poziția clivajului față de axele cutelor, se deosebește clivajul paralel, transversal și oblic.

Identificarea diferitelor forme structurale susmenționate necesită o atentă și mai îndelungată practică de teren, fapt care impune o specializare pe aceste teme.

2.2.2. Principalele forme rupturale.

Am arătat că supuse unui stress rocile suferă o deformare elastică și apoi una plastică, iar dacă deformarea se continuă apare ruptura, datorită depășirii rezistenței maxime. Rupturile sau fracturile au fost clasificate din punct de vedere mecanic în rupturi de tensiune și de forfecare. Fracturile de tensiune rezultă din forțe care tind să separe o probă oarecare. Cînd proba se rupe, părțile componente se îndepărtează una de alta, indiferent

dacă fractura este cauzată direct de tensiune sau indirect de o forță de altă natură mecanică. Fracturile de forfecare rezultă din forțe locale, care tind să facă să alunece o parte din probă peste partea laterală a ei. Fracturile de tensiune pot să rezulte din tensiune directă, dar și din cupluri sau chiar din compresiune. Fracturile de forfecare se pot dezvolta din compresiune, cuplu sau tensiune.

Rezultă că în aprecierile privind eforturile la care au fost supuse rocile, esențială este cauza care a dus la producerea fracturilor (tensiune sau compresiune) și rezistența la rupere a rocii.

Diaclaze. Rocile scoarței sînt adesea străbătute de numeroase fisuri, numite diaclaze. Diaclazele sînt în general suprafețe plane, mai rar curbe, în roci competente (marne, argile). În general nu au loc deplasări sau, dacă se produc, acestea fac în unghi drept cu suprafața diaclazei. Ca și în cazul cutelor, clasificarea diaclazelor poate fi geometrică și genetică. Geometric (față de poziția stratificației) se deosebesc: diaclaze direcționale, transversale, oblice. Diaclazele mai pot fi clasificate, în cadrul unui sector limitat, în funcție de poziția față de N, sau după valoarea înclinării.

Falii. Faliile sînt rupturi în care compartimentele opuse suferă o deplasare diferențială paralelă cu suprafața de ruptură, ele presupun nu numai o discontinuitate fizică, ci și una geometrică. Lungimea faliilor este variabilă, de la cîțiva centimetri pînă la sute de kilometri, iar „săritura", poate avea valori centimetrice pînă la kilometrice.

Faliile se definesc, la fel ca stratele cutate și diaclazele prin direcție și înclinare. D i r e c ț i a este linia care rezultă din intersecția planului de falie cu un plan orizontal. O r i e n t a r e a ei se exprimă prin unghiul format cu meridianul locului. Î n c l i n a r e a faliei este linia de cea mai mare pantă a planului de falie, care este perpendiculară pe direcția faliei Înclinarea are două elemente: sensul (direcția) și valoarea unghiulară (fig. 2.16).

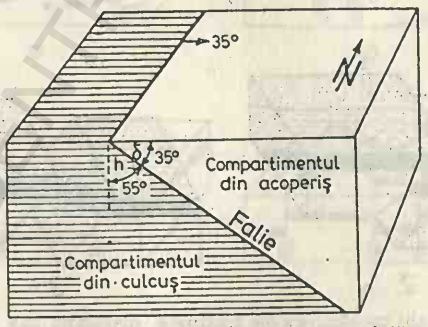


Fig. 2.16. Reprezentarea spațială a unei falii:

δ — valoarea unghiulară; *h* — complementul înclinării.

Sensul este dat de punctul cardinal către care înclină falia, iar valoarea unghiulară este unghiul ascuțit format de planul de falie cu planul orizontal. Complementul înclinării este unghiul făcut de planul de falie, cu un plan vertical (*h*). Marginile stratelor afectate de falie se numesc b u z e, a r i p i,

flancuri iar corpurile separate de falii, c o m p a r t i m e n t e. Dacă planul de falie are înclinarea mai mică de 90°, apare un compartiment de acoperiș și unul de culcuș (termeni de semnificație geometrică). Relieful creat de falie, în cazurile cînd n-a avut loc o eroziune nivelatoare, sau „escarpamentul de falie", este abruptul produs de denivelare, iar „privirea" faliei este punctul cardinal către care se formează abruptul. Relieful de falie poate fi șters, sau chiar inversat orin eroziune.

S ă r i t u r a f a l i e i poate fi redată prin compararea unor puncte anterior adiacente și care rămîn observabile pe flancurile opuse ale faliei. În general săritura poate fi totală sau parțială pe direcții față de înclinare, perpendiculară sau pe direcția stratului, verticală sau orizontală. Tipul de săritură ca și valoarea ei se deduc din urmărirea stratelor, a sensului striațiilor, a relațiilor formațiunilor noi cu cele vechi,

Falia nu reprezintă întotdeauna o linie tranșată, ci adesea este rezultatul aglomerării unor falii și fisuri mai mici, care dau o brecie tectonică. Săritura apare adeseori în trepte, ca urmare a efectului unor alte mișcări și fracturări, legate de diversele orientări ale stressului sau de variația în adîncime, sau pe direcție a rezistenței rocilor. Deplasările care au loc pe planurile de falii sînt orientate în funcție de direcția stressurilor, mișcărilor de translație, de rotație sau relative.

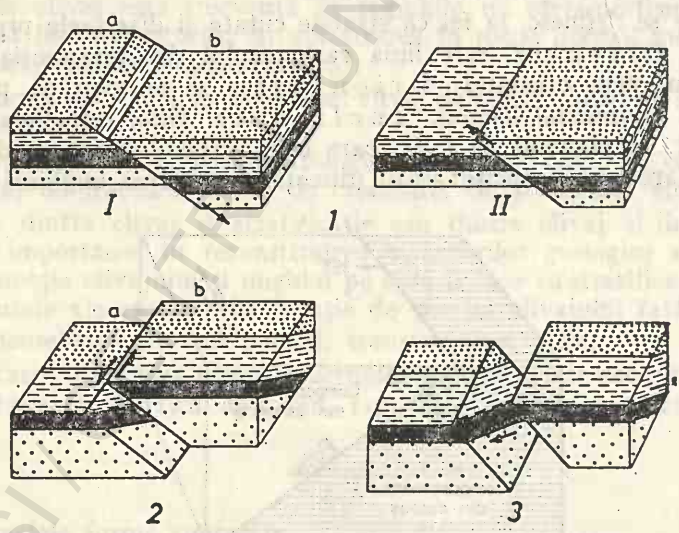


Fig. 2.17. Falii cu săritura pe înclinare, diagonală sau direcție:

1 — falie cu săritura pe înclinare (*I* — cu acoperiș coborît, *II* — cu culcuș ridicat); 2 — falie cu săritura pe diagonală; 3 — falie cu săritura pe direcție.

După criterii geometrice se disting mai multe tipuri de falii:

— După înclinarea planului de falie sau a săriturii totale se diferențază: falii cu săritură pe direcție, cu săritură pe înclinare, cu săritură pe diagonală (fig. 2.17).

— După poziția în raport cu rocile înconjurătoare se deosebesc falii direcționale (contrară sau conformă) pe stratificație, pe înclinare, oblică, longitudinală, transversală (fig. 2.18).

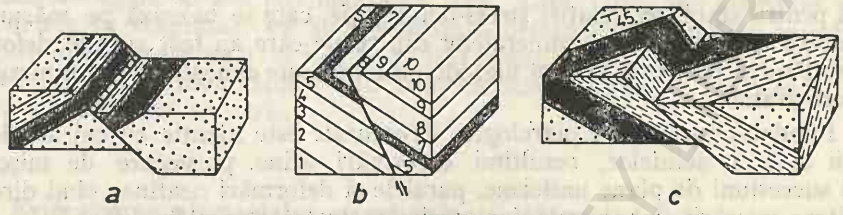


Fig. 2.18. Poziția faliilor în raport cu rocile înconjurătoare:

a — falie direcțională contrară; *b* — falie direcțională conformă; *c* — falie oblică.

— După poziția în plan orizontal (hartă) se disting: falii paralele, în releu, periferice, eliptice, radiare (fig. 2.19).

— După valoarea înclinării faliile pot fi: cu unghi mare, cu unghi redus.

— După deplasarea aparentă faliile sînt: normale, și inverse (fig. 2.17 *I*, 2.17 *II*).

Criteriul genetic permite în general o clasificare semnificativă, dar mai greu de aplicat. Se iau în considerare: natura forțelor care conduc la apariția

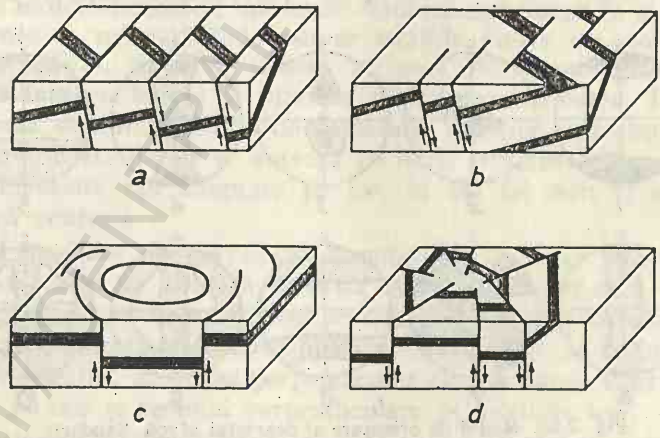


Fig. 2.19. Poziția faliilor după tipul de asociere:

a — falii paralele; *b* — falii în releu; *c* — falii periferice; *d* — falii radiare.

faliilor (tensiune, forfecare, compresiune) și direcția după care aceste forțe se aplică.

În funcție de mișcările relative se deosebesc: falii de încălecare, falii gravitaționale (horst, graben), decroșări (longitudinale, transversale), falii complexe.

2.3. Studii de petrologie structurală

Sander (1911) și ulterior Schmidt, Turner și Verhoogen au conceput o metodă pentru stabilirea relației stress-deformație, care se bazează pe măsurarea orientării preferințeiale a mineralelor din rocile care au fost supuse deformațiilor. Pentru folosirea acestei metode sînt necesare cunoștințe de minerologie și petrografie.

Fundalul teoretic al petrologiei structurale este identic cu cel al deformării tuturor solidelor, rezultînd deformări afine, provocate de mișcarea unei succesiuni de plane uniforme, paralele și deformări neafine, cînd direcția și viteza mișcării sînt inegale, iar grosimea stratelor paralele diferă.

Pentru stabilirea gradului de orientare preferată, au fost studiate minerale sensibile tectonice (cuarț, calcit, mică). Dintre acestea, cel mai sensibil este cuarțul, mineral pentru care se cunosc din literatură 12 tipuri de diagrame, care reflectă 12 tipuri de orientări, interpretate în diferite feluri de către cercetători (fig. 2.20).

În diagrame se proiectează axele optice ale cuarțului, polii lamelor de deformație sau polii microfracturilor. În general, orientarea preferată nu poate fi demonstrată decît statistic cu masa Fedorov. S-au stabilit două tipuri de orientare preferată: 1) orientarea mineralelor micacee sau prismatice (mice, amfiboli) și 2) orientarea mineralelor izometrice (cuarț și calcit). Toate fețele mineralelor proiectate sînt plane active de alunecare. Diagramele obținute pentru fiecare mineral în parte se compară între ele, cu scopul de a găsi relațiile de timp în apariția deformațiilor. De exemplu,

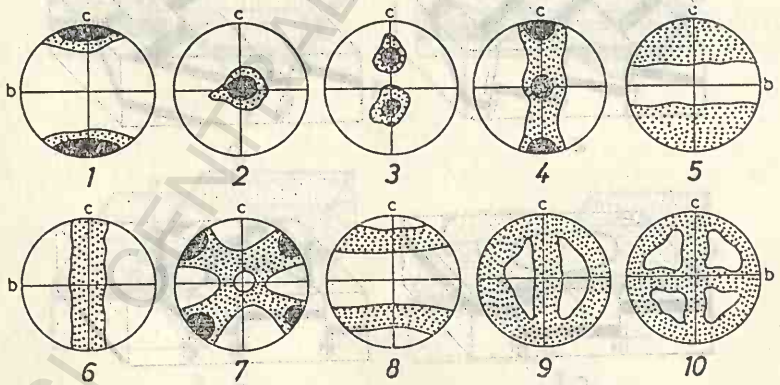


Fig. 2.20. Modul de orientare a cuarțului (după Sander):

1 — orientare după axa *c*; *2* — orientare după axa *a*; *3* — orientare după două maxime; *4* — tipul Unglgnais; *5* — tipul Kalorre; *6* — tipul cu bandă; *7* — tipul cu două benzi; *8* — tipul granulitelor Saxone; *9* — tipul cu benzi intersectate; *10* — tipul cu trei benzi.

muscovitul poate fi afectat numai de o primă mișcare, pe cînd cuarțul, mai sensibil, poate fi afectat și de alte mișcări. Se pot obține anumite date în legătură cu sericitizarea, cu cristalizarea mimetică dictată de un mediu anizotrop preexistent. De obicei, datele petrotexturale sînt prezentate pe o rețea Schmidt. După stabilirea axelor tectonice, se măsoară orientările

proprietăților cristalografice ale mineralelor (axele optice, clivajul, lamelele de maclare, etc.), separat pentru fiecare mineral și se reprezintă grafic pe rețeaua cu suprafețe egale în care axele *a*, *b*, *c* sînt considerate coordonate.

Cu ajutorul contururilor de densitate și prin haşurarea diferită a ariilor de densitate egală se pot citi maximele (fig. 2.20). Tipul de orientare preferat dedus în diagrame, ca și mecanismul deformării, oglindesc mișcările tectonice interne care au avut loc. În cadrul tipurilor de orientare se observă simetrii triclinice, monoclinice sau ortorombice, funcție de existența sau poziția planelor de simetrie.

2.3.1. Evidențierea elementelor structurale și interpretarea lor

Măsurători de teren. Înainte de a se face un studiu tectonic, microtectonic sau de petrologie structurală este absolut necesar să se întocmească harta geologică foarte detaliată a zonei, în care să se identifice tipurile de roci, relațiile dintre acestea, elementele tectonice structurale, regionale etc. Este indicat ca ambele studii (geologic și microtectonic), să se facă de același cercetător.

Cercetarea microtectonică necesită măsurarea în teren a tuturor elementelor tectonice și microtectonice (cute, diaclaze, fisuri, falii, ca și liniațiile, șistuozitățile), stabilindu-se în cadrul fiecărui afloriment tipul de cutare, simetriile, axele și poziția lor pe hartă sau plan. De asemenea, este util ca pentru fiecare afloriment să se facă un releveu orientat, la scară mare, pe care să se indice elementele măsurate. Trebuie menționat că toate fisurile din aflorimente se măsoară indicîndu-se relațiile dintre ele, continuitatea. gradul de brecifiere, tipul de ciment cu care sînt, eventual, colmatate, Măsurarea se face cu busola și privește direcția și înclinarea. În plus, la falii se măsoară săritura, direcția de deplasare, striațiile, orientarea elementelor brecifiate. Toate datele se notează pe hărți structurale cu semne convenționale cunoscute sau adoptate pe loc, în așa fel încît la interpretare să nu se facă confuzii.

În cazul studiilor de petrologie structurală, pe teren în cadrul unui strat, se măsoară și se notează direcția și înclinarea pe rocă cu vopsea. După notare se desprinde eșantionul, se trasează verticala locului, se numerotează și se face o descriere macroscopică a eșantionului. În laborator, eșantionul se taie orientat, de obicei perpendicular pe axa cutei. Pentru control, din eșantion se taie și secțiuni perpendiculare pe celelalte axe.

După obținerea secțiunii orientate, se trece la măsurări cu masa Fedorov și la proiectarea rezultatelor pe rețelele Wulf și Schmidt.

Prelucrarea datelor în birou. Datele măsurate pe teren permit să se obțină o imagine exactă asupra relațiilor dintre diferitele elemente structurale numai cu ajutorul diagramelor statistice și a tectonogramelor. Diagramele statistice sînt în general de două tipuri: unidimensionale, în care se reprezintă fie numai direcția, fie numai înclinarea și bidimensionale, în care se reprezintă ambele elemente.

Dintre diagramele unidimensionale, se utilizează mai ales cele sub formă de roze (fig. 2.21) sau graficele pentru fisuri (fig. 2.22).

Diagramele bidimensionale reprezintă o proiecție sferică stereografică, în care se folosește rețeaua de proiecție Wulf sau Schmidt. Metoda este aceeași ca și în cristalografie, putîndu-se folosi fie emisfera inferioară, fie cea superioară. În această proiecție, planele și liniile trec prin centrul proiecției.

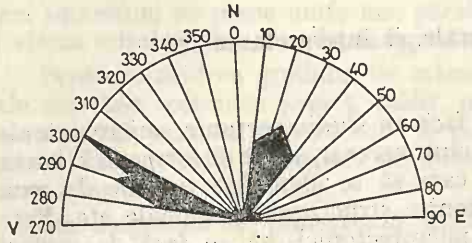


Fig. 2.21. Roza fisurilor.

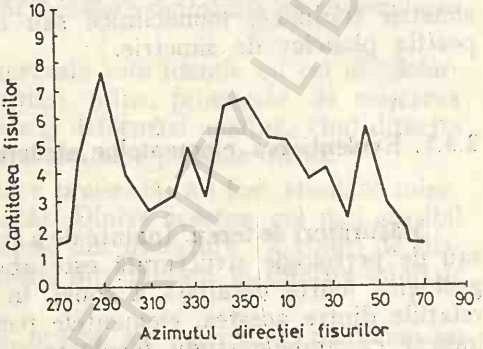


Fig. 2.2.2 Diagrama fisurilor.

Prin intersecție cu emisfera, planele dau semicercuri, iar liniile dau puncte. Rețeaua reprezintă proiecția emisferei pe planul ecuatorial, iar urmele lăsate pe plane și linii pe emisferă se proiectează pe planul ecuatorial sub formă de arcuri și puncte.

Planul rețelei de proiecție reprezintă planul ecuatorial al sferei, pe care se proiectează de ex. emisfera inferioară. Un plan care lasă urma unui semicerc pe emisfera inferioară se proiectează pe planul ecuatorial sub forma unui arc de meridian; un plan orizontal se confundă cu cercul rețelei de proiecție; un plan vertical se proiectează ca o linie care trece prin centrul cercului de proiecție și are direcția planului. Cu cît planul este mai înclinat, cu atît în proiecție arcul are o rază de curbură mai mare și se proiectează mai aproape de centrul cercului de proiecție și invers, cu cît planul are o înclinare mai mică, cu atît arcul are o rază de curbură mai mică și se apropie de marginea cercului de proiecție, ajungînd, în cazul planului orizontal, să se confunde cu aceasta.

Rețelele de proiecție utilizate în microtectonică și petrologie structurală sînt rețeaua Wulf (fig. 2.23) și Schmidt (fig. 2.24). Rețeaua Wulf este astfel calculată, încît păstrează nemodificate unghiurile în proiecție, însă suprafețele sferice delimitate de caroiaj nu sînt egale între ele. Rețeaua Schmidt modifică unghiurile în proiecție însă are avantajul că suprafețele sferice rămîn egale și în planul proiecției. Rețeaua polară (fig. 2.25) este foarte practică și permite proiectarea directă a măsurătorilor luate cu sudul pe strat; în combinație cu rețeaua Schmidt, servește la rezolvarea grafică a multor probleme structurale. În general la prelucrarea datelor din teren, pentru repartizarea exactă a unghiurilor se folosește rețeaua Wulf, iar pentru repartizarea statistică a densității punctelor pe suprafață se folosește rețeaua Schmidt.

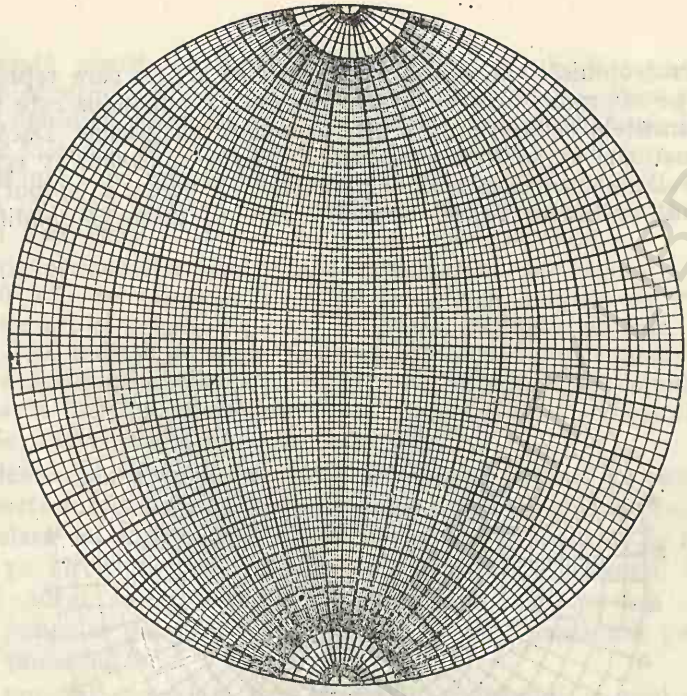


Fig. 2.23. Rețeaua Wulf.

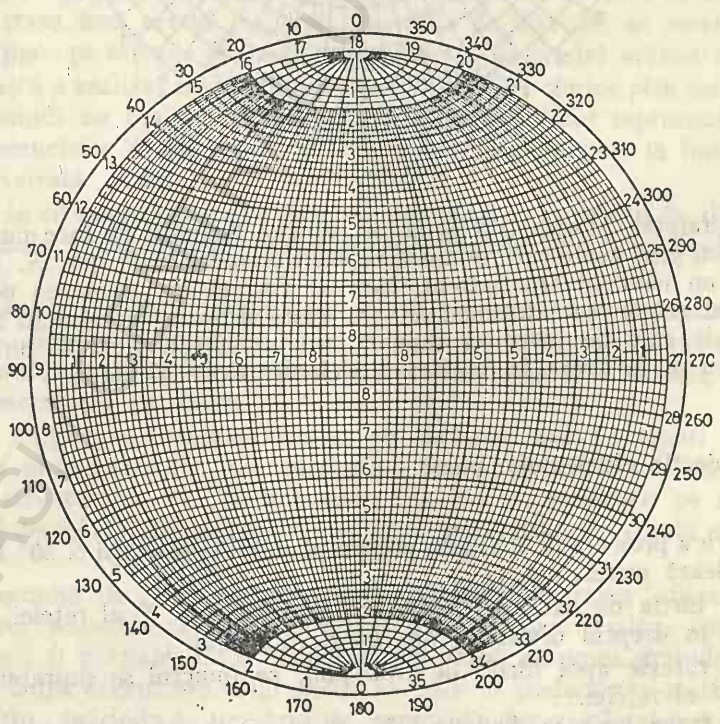


Fig. 2.24. Rețeaua Schmidt cu suprafețe egale.

BCU IAȘI LIBRARY

În microtectonică interesează densitatea punctelor care reprezintă linii sau plane pe suprafața sferei. Cu cît densitatea punctelor este mai mare, cu atît elementele tectonice sînt mai apropiate ca poziție. Dacă proiecția pe plan ecuatorial nu păstrează suprafețele sferice aproximativ egale, nu se mai poate calcula densitatea reală a punctelor. De aceea, în scopuri statistice se recomandă utilizarea rețelei Schmidt, care în proiecție modifică foarte

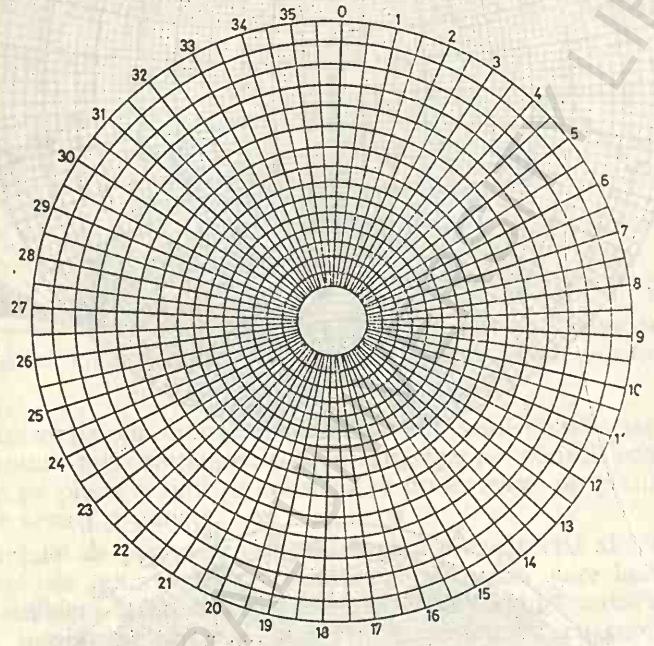


Fig. 2.25. Rețeaua polară.

puțin suprafețele sferice. Proiecția pe rețeaua Schmidt se face cu ajutorul unui carton gros peste care se așază rețeaua cu indicele 0° spre N. Deasupra se pune un celuloid transparent, care se fixează de asemenea pe carton. În centrul rețelei se introduce un ac. Peste rețeaua cu celuloid se așează o hîrtie de calc de mărimea rețelei, care se rotește liber în jurul acului din centru și se trece la proiectarea elementelor calculate.

2.3.2. Proiecția elementelor plane

Pentru a proiecta de exemplu poziția planului șistozității N 30° E/80° SE Se procedează astfel:

— pe hîrtia de calc, în poziția cu indicele 0 la 0° al rețelei, se pune un punct în dreptul diviziunii de 30° E al rețelei.

— se rotește apoi hîrtia de calc pînă ce punctul se suprapune peste punctul 0° al rețelei.

— se trage pe calc diametrul N—S care reprezintă direcția planului.

În această poziție se numără de la marginea de E a cercului spre interior, pe ecuatorul rețelei, valoarea înclinării planului. Prin acest punct se trasează meridianul locului, care reprezintă proiecția planului. De la acest meridian se măsoară 90° pe ecuator și se găsește un punct care este polul planului măsurat. Se rotește hîrtia de calc în poziția inițială trecîndu-se proiectarea unui alt element. De multe ori însă nu se proiectează direcția planului și nici cercul planului ci numai polul acestuia.

Proiecția elementelor liniare. Ca să măsurăm, de exemplu liniația cu poziția 280°/20°, se procedează astfel: se aduce indicele de 0° al hîrtiei de calc peste cel al rețelei. Se pune un punct pe hîrtia de calc, în dreptul azimutului 280° indicat pe rețea. Se răsucește hîrtia de calc pînă ce punctul ajunge pe ecuator. Se măsoară pe ecuator de la marginea cercului interior 20° (înclinarea liniației) și se însemnează punctul care reprezintă proiecția liniației. Se aduce calcul în poziția inițială.

Pe rețeaua plană liniile se proiectează mai simplu. Pe această rețea se pot proiecta măsurătorile luate cu sudul pe strat și cele de liniație. Peste rețeaua polară se așază o hîrtie de calc care se fixează. Se însemnează punctul 0 pe hîrtia de calc. Pe marginea cercului de proiecție, în dreptul azimutului căutat, se pune un punct pe hîrtia de calc. Pe raza care pleacă din acest punct se măsoară înclinarea liniei și se înseamnă punctul care reprezintă proiecția liniei.

Dacă punctul reprezintă linia de înclinare maximă a unui plan, polul planului se va găsi la 90° de acest punct, pe diametrul pe care se află raza. Pentru a trasa însă cercul planului, sau linia de direcție, se scoate calcul și se suprapune pe rețeaua Schmidt procedînd apoi în modul indicat mai sus.

M. Mașca a realizat un calculator al triunghiurilor sferice prin combinația rețelei Schmidt cu cea polară, cu ajutorul căruia se pot reprezenta grafic relațiile geometrice dintre plane și linii și care s-a adaptat la busola geologică universală „Mașca".

După ce elementele plane, liniare sau combinate s-au trecut în diagrame, se pot calcula grafic pozițiile liniațiilor, ale unghiurilor dintre diversele elemente etc.

Diagramele Schmidt, Wulf sau polare pe care au fost trecute toate elementele dintr-un afloriment se numesc *tectonograme*. Ele pot fi făcute atît pe teren, cît și în birou. Pentru o verificare la fața locului, se recomandă construcția pe teren.

După obținerea tectonogramelor, pe sectoare sau pe tipuri de roci, se trece la prelucrarea lor, concentrîndu-le zonal, pe tipuri de roci, funcție de axele structurale, etc. și făcîndu-se așa-zisa omogenizare pe sectoare. Aici un rol deosebit îl are și corelarea cu harta geologică-structurală executată inițial.

O diagramă de sector concentrează diagramele tuturor aflorimentelor din sectorul respectiv. Acestea pot fi complete sau selective. Diagramele selective pot fi parțiale (direcționale, axiale, după mărimea granulelor) sau colective. După executarea diagramelor se trece la prelucrarea statistică, cu șabloane tip, mărindu-se numărul de puncte din fiecare pătrat peste care se

plimbă şablonul. Cifrele rezultate exprimă densitatea punctelor în fiecare loc. Se unesc cele de egală valoare şi se obţin curbe de egală valoare (fig 2.26).

Elementele astfel obţinute se trec pe hărţi geologice şi se face interpretarea structurală a acestora. Se ajunge astfel la descifrarea megastruc-

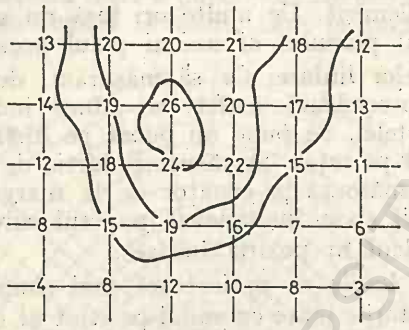


Fig. 2.26. Construcţia izoliniilor prin interpolare.

turilor, care prezintă interes deosebit în localizarea mineralizaţiilor, în stabilirea direcţiilor de infiltraţii, în efectuarea raionărilor geotehnice etc.

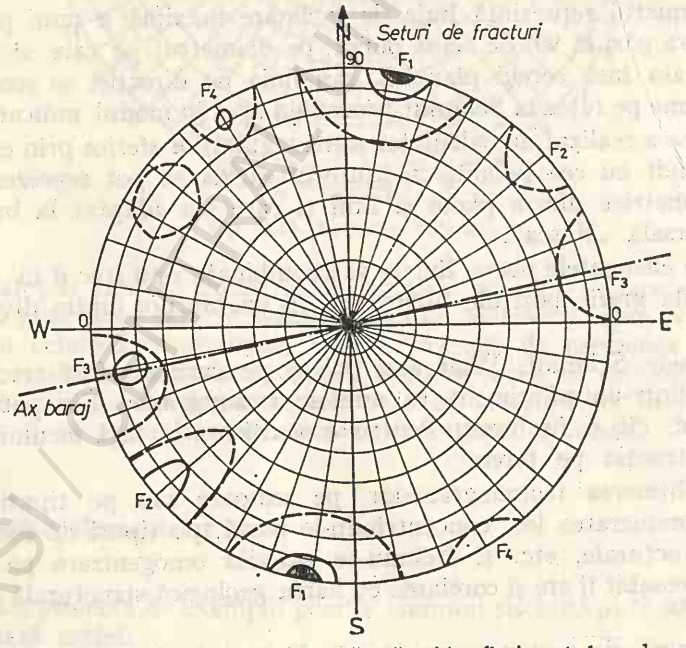


Fig. 2.27. Diagrama Schmidt — măsurători în aflorimente la un baraj.

În figurile 2.27 şi 2.28 se dau cîteva exemple practice de diagrame executate în zona de amplasare a unui baraj, din care reies: repartizarea sistemelor de fisurare, înclinarea şi densitatea acestora, în raport cu axa barajului şi cu direcţia de infiltraţie a apei. Densitatea fisurilor din

sectoarele *1*, *2*, *3* relevă posibilitatea producerii infiltrațiilor, fiind necesare măsuri adecvate în acest sens (injecții orientate etc.). Densitatea fisurilor din sectoarele *4* și *5* reduce posibilitatea apariției de infiltrații.

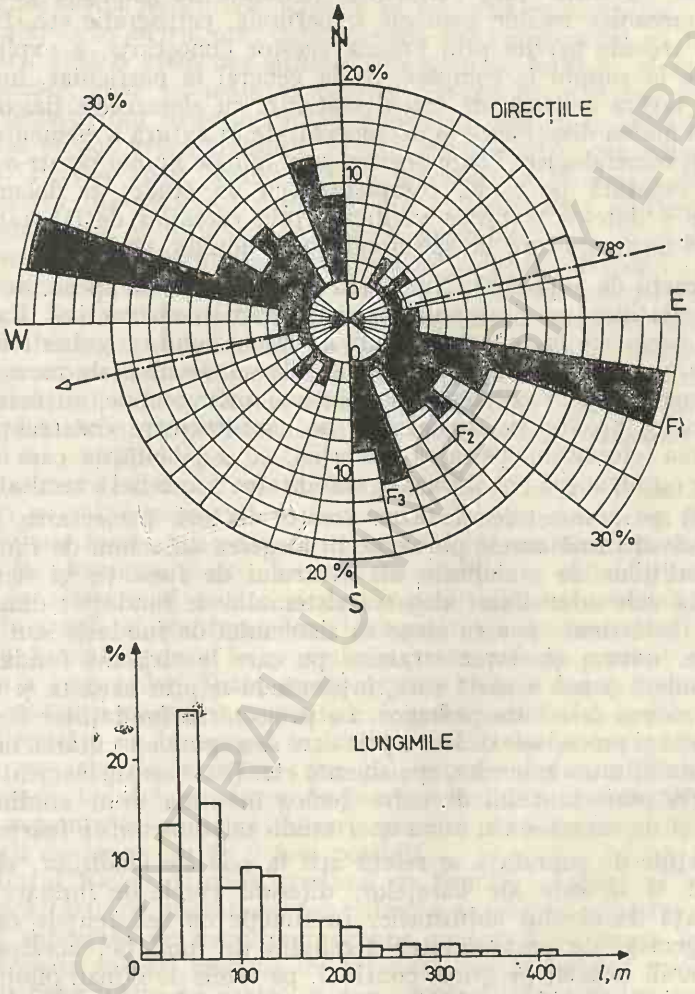


Fig. 2.28. Histograma direcțiilor și lungimilor fracturilor într-un amplasament de baraj.

2.4. Necesitatea studiului tectonic și microtectonic pentru proiectarea și execuția construcțiilor inginerești

Multitudinea elementelor tectonice și microtectonice și diversitatea modurilor de apariție în natură nu ne dă posibilitatea să analizăm importanța fiecărui element în parte. De aceea vom căuta să exemplificăm cîteva situații mai des întîlnite care să justifice necesitatea studierii acestor elemente.

De la bun început trebuie să menționăm că evidențierea și aprecierea rolului acestor aspecte naturale care apar uneori local nu pot fi tratate cu răspunderea cuvenită fără cunoștințe detaliate de geologie, geologie inginerească, mecanica rocilor, geologie structurală, petrografie etc. Fenomenele respective trebuie privite prin prisma acestor cunoștințe, a explicării fenomenelor de la simplu la complex, de la general la particular, îmbinînd cît mai atent latura tehnică, de calcul statistic, cu elementele fizico-mecanice, corelate cu marea dispersiune și neomogenitate în natură a elementelor microtectonice și mineralogice. Toate acestea se stăpînesc numai printr-o observație atentă și repetată pe teren, completată cu un studiu de documentare și de însușire a datelor teoretice verificate prin cercetări de laborator, modele și totodată prin aplicare la specificul construcțiilor proiectate.

Construcții de suprafață. Nu există în literatura de specialitate o clasificare a fundațiilor funcție de anumite caracteristici constructive. Există însă o clasificare care este în directă legătură cu dimensiunile și gabaritele prescrise ale construcției, cu sarcinile permanente utile sau accidentale care acționează asupra construcției în combinațiile cele mai nefavorabile, cu reacțiunile de reazim care se produc pe suprafețele de contact între construcție și rocă. Repartizarea eforturilor pe talpa fundației, ca și solicitările care se nasc în elementele construcției pot influența stabilitatea fundației executate.

Bazată pe cunoașterea tuturor acestor factori, proiectarea fundațiilor are de rezolvat următoarele probleme în alegerea adîncimii de fundare: evaluarea condițiilor de stabilitate ale stratului de fundație și determinarea rezistențelor sale admisibile; alegerea sistemului de fundație; dimensionarea fundației. Hotărîtoare pentru alegerea sistemului de fundație sînt adîncimea de fundare, natura și starea stratelor pe care le străbate fundația pînă la cota de fundare și sub această cotă, înțelegîndu-se prin aceasta și elementele microtectonice și cele hidrogeologice. La proiectarea fundațiilor trebuie să se mai precizeze și procedeele de lucru prin care se asigură executarea lucrărilor de săpătură, stabilitatea taluzelor, epuismente etc. Toate aceste elemente sînt puse la dispoziția proiectantului de către geolog în urma unui studiu geologic-inginerese și de asemenea în urma unor studii microtectonice foarte detaliate.

Fundațiile de suprafață se referă atît la cele ale clădirilor, zidurilor de sprijin, cît și la cele ale barajelor, diferind cotele de fundare și poziția acestora față de nivelul hidrostatic. În funcție de rezistențele care se dau de către geolog, de omogenitatea terenului de fundație, acestea se fac cu radier general, izolate, pe grinzi continui, pe rețele de grinzi, piloți, chesoane etc. La baraje fundațiile pot fi dimensionate pentru barajele în arc, de greutate, evidate, de anrocamente etc.

Foliația, liniația și clivajul influențează în mod unitar asupra excavațiilor la fundațiile construcțiilor de suprafață, diferențiindu-se doar frecvența acestora, succesiunea stratelor competente și necompetente și variația înclinării. De reținut, este faptul că la înclinări foarte mici în fundații, tasările vor fi ridicate, iar la taluze unde stratele înclină conform cu panta excavației se vor produce alunecări, fiind necesare fie taluzări la valoarea înclinării elementelor structurale menționate, fie susțineri ale taluzelor. Asemenea situații s-au întîlnit în cadrul construcțiilor executate la noi în țară la barajul Secul pe versantul stîng — fiind necesare măsuri speciale de betonare, iar un amplasament de baraj pe Rîul Mare a fost abandonat, tocmai datorită

acestor alunecări pe suprafețele de strat în seria filitoasă de Rîușorul. Prezența cutelor în amplasamentele construcțiilor hidrotehnice ridică probleme deosebite de construcție. Totul depinde de poziția construcției față de axa cutei și de influența flancurilor acesteia în execuția excavațiilor. În general este preferabil ca în cadrul unei cute normale axa construcției să fie paralelă cu axa cutei. Însă o asemenea situație este greu de întîlnit, și apar situații cu cute culcate, care influențează poziția construcțiilor și calculele statice, datorită diferențierilor fizico-mecanice. Asemenea situații se evită în general, dar dacă nu se pot evita, trebuiesc făcute studii pentru cunoașterea exactă a situației. Poziția cutei permite să se elucideze și sistemele de fisurație, natura acestora (de tensiune, forfecare sau compresiune), eforturile la care a fost supusă roca, și deci caracteristicile fizico-mecanice, și mai ales condițiile de stabilitate și hidrogeologice în cazul creșterii nivelului apei.

Amplasarea unei construcții pe un anticlinal presupune existența în majoritate a fisurilor de tensiune care se închid în adîncime, deci lucrările de impermeabilizare pot fi limitate, pe cînd într-un sinclinal fisurile de compresiune presupun o deschidere în adîncime, care duc teoretic la pierderi foarte mari în adîncime. Aceeași situație trebuie interpretată și din punct de vedere al tasărilor, a presiunii apei și a efectelor microseismice ulterioare ca rezultat al variației apei în lac.

Diaclazele și fisurile au un rol hotărîtor în stabilirea măsurilor contra infiltrațiilor pe sub construcțiile hidrotehnice. Poziția extinderea și frecvența acestora trebuie foarte bine cunoscute în corelație cu direcțiile de infiltrație presupuse. De asemenea, aceste elemente microtectonice influențează hotărîtor și gradul de alterare al rocilor și deci repartizarea caracteristicilor fizico-mecanice în fundația construcțiilor. Uniformitatea în frecvența fisurilor și mai ales a înclinării duce la prevederea unor măsuri privind stabilitatea taluzelor și a versanților. Toate aceste aspecte trebuie foarte bine cunoscute în vederea stabilirii măsurilor preventive de stabilitate sau de reducere a infiltrațiilor. Precizăm că în special înclinarea diaclazelor și a fisurilor impune tehnologii speciale de excavare sau de impermeabilizare. Exemplu — la barajul Leșu-V. Iadului, un sistem de fisuri cu înclinări de 40—50° conforme cu panta versantului a impus măsuri speciale, fără de care excavațiile la vatra măștii de beton nu ar fi fost posibilă.

La barajul Bicaz, datorită gradului de fisurare avansat al versantului stîng și încărcării cu macaraua funicular, s-a produs mișcarea întregului versant pe suprafața de fisurație pregnant conformă cu panta versantului. Au fost necesare măsuri speciale de betonare pentru oprirea mișcărilor, iar injecțiile de consolidare au arătat în zona deplasărilor pierderi foarte mari. Acestor consolidări li s-a acordat o importanță deosebită, ele executîndu-se în funcție de repartizarea fisurației, reliefată foarte exact pe planuri de detaliu, în baza unor măsurători foarte amănunțite, care a dat posibilitatea executării unor hărți microtectonice foarte exacte.

Faliile, deși mai dispersate ca frecvență, joacă un rol deosebit în amplasarea construcțiilor inginerești. Ele aduc diferențieri în categoriile de roci, datorită deranjării sau creează zone extinse de zdrobire care nu pot fi acceptate sub fundația construcțiilor. De exemplu, la barajul Oașa din munții Sebeș, contactul dintre gnaise granitice și micașisturi, de natură tectonică (falie), a impus schimbarea amplasamentului într-o zonă cu roci mai slabe, dar mai omogene. Existența unei falii în cadrul amplasamentului centralei

Ciunget a impus schimbarea amplasamentului inițial, într-o zonă mai omogenă, însă cu cheltuieli suplimentare prin prelungirea galeriei de acces. Deci și aceste elemente impun o cunoaștere aprofundată din punct de vedere tectonic și microtectonic în vederea prevederii măsurilor constructive care să asigure construcția și exploatarea în condiții de securitate perfectă. Mai menționăm că frecvența diaclazelor și faliilor duce la o anizotropie din punct de vedere geotehnic a rocilor, și deci la adoptarea unor soluții constructive adesea mai costisitoare, dar mai sigure. De exemplu, barajul Vidra de pe Lotru, deși morfologic se preta la un baraj în arc de beton, datorită fisurației și alterării profunde a versantului drept, s-a recurs la varianta de baraj din anrocamente.

Construcții subterane. În cadrul acestor construcții un loc deosebit ocupă tunelele și cavernele subterane pentru diverse instalații. Datorită gabaritului mai redus al acestor lucrări, elementele microtectonice și tectonice le afectează mai puțin. Totuși, cavernele, în general, se amplasează în zone foarte bine cunoscute (prospectate). Dimensiunile lor fiind relativ reduse, este ușor de dedectat fiind relativ reduse, unor zone mai omogene. Desigur și aici se ține seama și se iau măsurile necesare în funcție de orientarea fisurațiilor și a stratificației. De regulă, ele se așează cu axa mare perpendiculară pe stratificație sau pe sistemele de fisuri, iar pereții și bolta sînt tratați special față de aceste elemente microtectonice, obligatoriu foarte bine cunoscute înainte de începerea construcției.

În ceea ce privește tunelurile, și acestea sînt dirijate în măsura posibilităților funcție de structurile mari, în vederea evitării faliilor longitudinale, a fisurilor de sprijin din vecinătatea acestora, a intercalațiilor de roci necompetente, și a posibilelor infiltrații de apă. Traseele sînt urmărite geologic îndeaproape și se dau indicații privind posibilele presiuni sau desprinderi în funcție de elementele microtectonice care se cartează pe măsura execuției. În funcție de aceste elemente se stabilesc în continuarea construcției și coeficienții geotehnici necesari dimensionării provizorii și definitive, ca și măsurile de injectare, tratare etc.

În timpul execuției se întocmesc relevee, pe care se consemnează detaliile geologice, coeficienții geotehnici stabiliți, schema de pușcare și eventuale intervenții constructive speciale (fig. 2.29).

Bibliograife

Airinei Șt. et al (1964), *Practica geclcgică* Editura tehnică.

Betehtin A. G. (1971), *Kurs mineraloghii*, Moskva, Gosgortehizdat.

Birlă M., Gheorghe Popa, Michael Ion (1973). *Mecanica rccilcr și tuneluri hidrctehnice*: București, Editura didactică și pedagogică.

Bomboe P. (1973). *Ncte de curs la geclcgie inginercască*, București Facult. de inginerie geologică și geofizică

Dumitrescu I (1962). *Curs de geclcgie structurală cu elemente de gectehnică și cartare geologică*. București, Editura didactică și pedagogică.

Kosighin I. A. (1962). Tectcnica generală (traducere limba rusă), Editura tehnică.

Pavelescu L (1969). *Petrclcgia rccilcr eruptive și metamcrfice* Universitatea București.

Ruhin L. B. (1966). *Bazele litclcgiei* (traducere limba rusă), Editura tehnică.

De Sitter I. U. (1956). *Geclogia structurală* (traducere limba engleză), Editura tehnică.

Turner F. J. Verhogen J (1967). *Petrclcgia magmatică și metamcrfică* (traducere limba engleză). Editura tehnică.

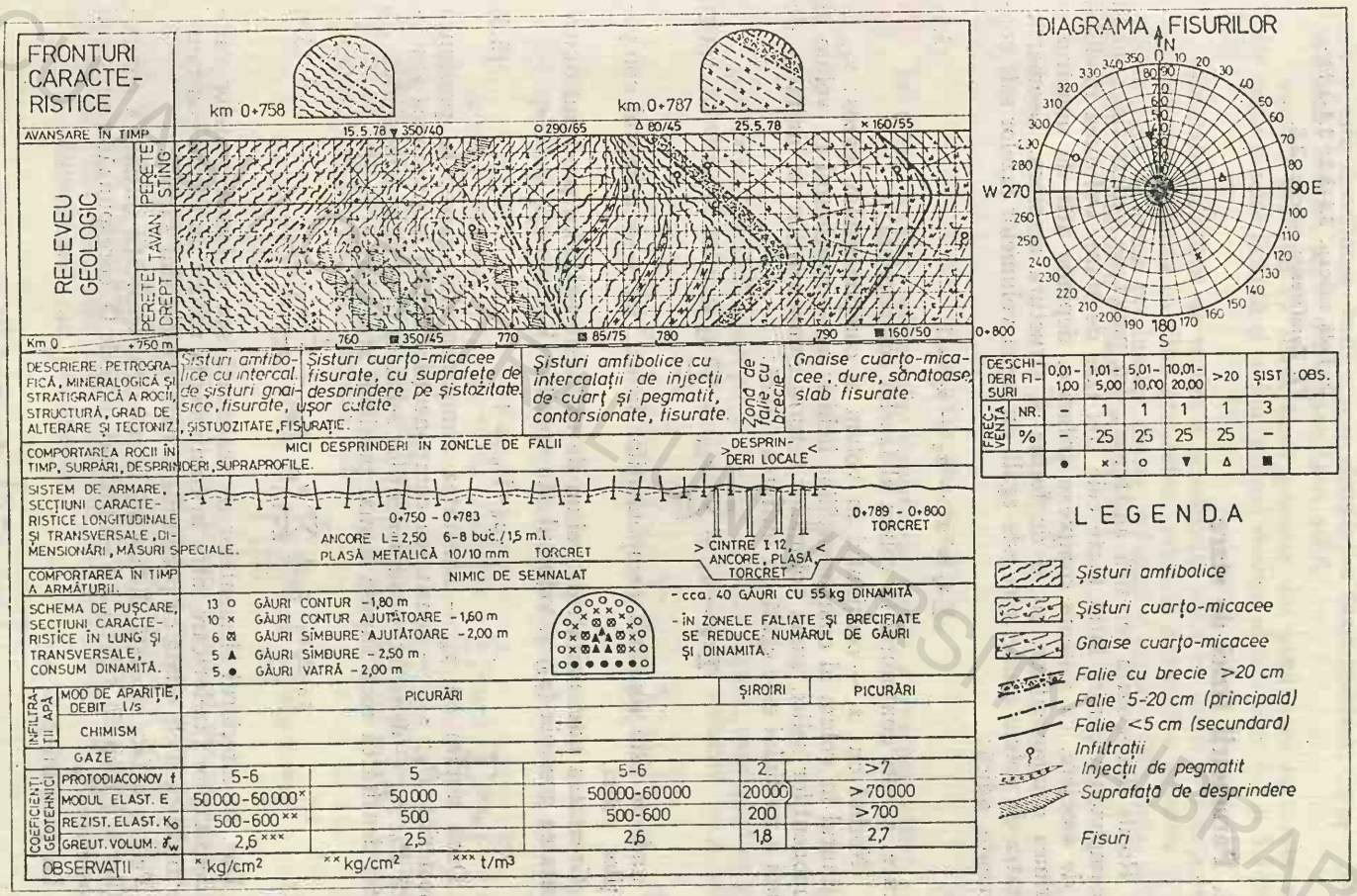


Fig. 2.29. Releveu inginero-geologic la o galerie hidroenergetică în execuţie.

Erată. La rubrica observaţii, nota cu două asteriscuri, în loc de kg/cm² se va citi kg/cm³.

3. Proprietățile fizico-chimice ale rocilor

D. Fotă subcap. 3.1-3.2; 3.4-3.10.
Fl. Zamfirescu subcap. 3.3.

3.1. Parametrii fizici de stare

Rocile din scoarța terestră alcătuiesc, din punct de vedere fizic, medii în componența cărora intră toate cele trei faze de stare. Definirea modului lor de asociere, ca sisteme complexe trifazice, depinde atît de numărul și mărimea componenților, cît și de forma și structura acestora. Geometric, unitatea de volum a unei roci este egală cu suma volumelor fazelor sale constituente, adică:

$$\sum \alpha_i = \alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 = 1 \tag{3.1}$$

în care: α_i este conținutul în volum al fazelor componente;

Notînd cu: α_1 — conținutul în volum al componentului gazos; α_{2K} — conținutul în volum al componenților lichizi; α_{3l} — conținutul în volum al componenților solizi, suma volumelor tuturor componenților în unitatea de volum a mediului este egală cu unitatea, adică:

$$\sum \alpha_i = \alpha_1 + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K} + \sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} = 1 \tag{3.2}$$

unde m este numărul componenților lichizi, iar r = numărul componenților solizi.

Greutatea unei unități de volum de rocă este egală cu produsul dintre densitatea acesteia (ρ_0) și volumul său specific (V_0):

$$\rho_0 \cdot V_0 = 1 \tag{3.3}$$

Dacă notăm cu ρ_{K_0} — densitatea componentului gazos, la presiunea atmosferică P_0; ρ_{2K_0} — densitatea componenților lichizi la presiunea atmosferică P_0; ρ_{3l_0} — densitatea componenților solizi, la presiunea atmosferică P_0 atunci densitatea rocii supusă numai presiunii atmosferice va fi:

$$\rho_0 = \alpha_1 \cdot \rho_{l_0} + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K} \cdot \rho_{2K_0} + \sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} \cdot \rho_{3l_0} \tag{3.4}$$

Dar, în interiorul elementelor de rezistență sau al fundamentelor valorile densităților fazelor care intră în componența rocilor nu rămîn constante, ci se modifică și ele odată cu presiunile la care acestea sînt supuse.

Pentru a face această distincție, la notarea densității inițiale a componenților și a rocii, în relația 3.4 s-a utilizat indicele O, corespunzător presiunii atmosferice P_0.

La presiuni $p > p_3$;

$$\rho = \alpha_1 \cdot \rho_1 + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K} \cdot \rho_{2K} + \sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} \cdot \rho_{3l} \tag{3.5}$$

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde ρ este densitatea rocii, ρ_1 — densitatea fazei gazoase, ρ_{2K} — densitatea fazei lichide, ρ_{3l} — densitatea fazei solide

Datorită faptului că masa fazei gazoase din porii unei roci este mică decît masa fazelor lichidă și solidă, primul termen al relațiilor 3.4 și 3.5 poate lipsi.

Greutatea unității de volum a scheletului solid ce intră în componența unei roci este definită ca fiind greutatea specifică absolută a acesteia și este reprezentată de suma produselor dintre volumul componenților solizi și densitatea corespunzătoare presiunii atmosferice:

$$\gamma_s = \sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} \cdot \rho_{3l_0} \tag{3.6}$$

sau:

$$\gamma_s = [1 - (\alpha_1 + \alpha_2)] \cdot \rho_{3l_0} \tag{3.6'}$$

În cazul rocilor polimerale, densitatea medie a componenților solizi este

$$\rho_0 = \sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} \cdot \rho_{3l_0} \left(\sum_{c=1}^{r} \alpha_{3l} \right) \tag{3.7}$$

Greutatea specifică aparentă a rocilor în stare uscată, este egală cu greutatea scheletului solid și a fazei gazoase raportată la volumul rocii, adică:

$$\gamma_u = \left[\sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} \cdot \rho_{3l_0} + \alpha_1 \cdot \rho_{l_0} \right] \cdot \left[\alpha_1 + \sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K} \right]^{-1} \tag{3.8}$$

În stare umedă, la relația (3.8) se adaugă și faza lichidă și atunci greutatea specifică aparentă a rocilor în stare umedă se determină cu relația:

$$\gamma_w = \left[\sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} \cdot \rho_{3l_0} + \alpha_1 \cdot \rho_{l_0} + \alpha_{2K} \cdot \rho_{2K_0} \right] \cdot \left[\alpha_1 + \sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K} \right]^{-1} \tag{3.9}$$

Cînd faza lichidă umple în întregime proii dintre particulele solide, se spune că roca este saturată cu fază lichidă și din numărul relației 3,9 dispar termenii care privesc faza gazoasă, adică

$$\gamma_{w\,sat} = \left[\sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} \cdot \rho_{3l_0} + \alpha_{2K} \cdot \rho_{2K_0} \right] \left[\sum_{l=1}^{r} \alpha_3 + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K} + \alpha_1 \right]^{-1} \tag{3.10}$$

De regulă faza lichidă din porii rocilor este compusă din apă sau hidrocarburi. Și cum prezența sau absența apei în porii rocilor, influențează în mod direct modul lor de comportare la solicitări, în geotehnică se dă o deosebită atenție valorii raportului dintre faza lichidă și cea solidă. Raportul dintre greutățile celor două faze este cunoscut sub denumirea de *umiditate* și se exprimă adimensional sau procentual:

$$W = \alpha_{2K} \cdot \rho_{2K_0} \left[\sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} \cdot \rho_{3l_0} \right]^{-1} \tag{3.11}$$

Raportul dintre volumul golurilor (pori, fisuri, caverne) și volumul fazei solide dintr-o unitate de volum de rocă sau substanță minerală utilă reprezintă *indicele* sau *cifra porilor*

$$e = \left[\alpha_1 + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K}\right]\left[\sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l}\right]^{-1} \tag{3.12}$$

raport care se mai poate scrie și sub forma

$$e = n\ (1 - n)^{-1} \tag{3.12'}$$

(n fiind porozitatea) și atunci,

$$n = \left[\alpha_1 + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K}\right]\left[\alpha_1 + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K} + \sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l}\right]^{-1} \tag{3.13}$$

Rocile își pot însă modifica volumul și se pot deforma sub acțiunea unor forțe exterioare. Legătura dintre starea inițială și cea deformată, se face prin intermediul deformației volumice și anume:

$$\varepsilon = \frac{\rho_0 - \rho}{\rho} = \frac{e - e_0}{e} \tag{3.14}$$

în care: ρ_0 și ρ e și e_0 sînt valorile densităților și ale cifrei porilor, determinate pentru starea inițială și deformată a rocii.

Volumul de pori ocupat de faza lichidă, raportat la volumul total al golurilor din acea rocă dă indicații cu privire la gradul de saturare a rocii cu fază lichidă.

Cînd faza lichidă din pori este constituită din apă, acest raport poartă denumirea de *grad de umiditate* și este egal cu:

$$S = \frac{\alpha_2}{\alpha_1 + \alpha_2} \tag{3.15}$$

Greutatea specifică absolută se determină numai în laborator, ca raport între greutatea scheletului format de particulele solide componente și volumul real al acestora. Determinarea se face cu ajutorul picnometrului. Roca se mojarează și se usucă la +105°C, iar ca lichid pentru eliminarea fazei gazoase se utilizează apa distilată, benzina sau petrolul lampant.

Toate cîntăririle se fac cu balanța analitică și sînt însoțite de măsurarea temperaturii lichidului din picnometru, în final aplicîndu-se corecțiile pentru temperatura de +4°C. Se exprimă în gf/cm^3, în newtoni sau dyne/cm^3 și în kgf/cm^3.

Greutatea specifică aparentă este greutatea unității de volum a rocilor în stare naturală. Se stabilește raportînd greutatea unui eșantion de rocă la volumul aparent al acesteia, din care cauză se mai numește și *greutate volumică*. Variază în funcție de porozitate, umiditate și de natura substanțelor minerale componente. Pentru cîntărire se utilizează balanța tehnică, iar volumul se măsoară prin unul din următoarele procedee:

— cu ajutorul stanței cilindrice din metal, în cazul rocilor moi, necoerente;
— prin măsurători directe pe epruvete cilindrice sau prismatice, în cazul rocilor tari stîncoase;
— prin imersiune în mercur;
— prin determinarea volumului dizlocuit de o probă de rocă scufundată în apă, după parafinarea prealabilă.

Pentru rocile din porii cărora lipsește faza lichidă (roci uscate), greutatea volumică este dată de expresia.

$$\gamma_u = (1 - n) \cdot \gamma_s \tag{3.16}$$

Pentru rocile din porii cărora lipsește faza gazoasă (saturate cu apă), greutatea volumică este:

$$\gamma_{w\,sat} = (1 - n) \cdot \gamma_s + n \cdot \gamma_{apă} = \gamma_s - n(\gamma_s - \gamma_{apă}) \tag{3.17}$$

Cînd roca este submersată, intervine și subpresiunea lichidului și atunci

$$\gamma'_u = (1 - n) \cdot \gamma_s - (1 - n)\gamma_{apă} = (1-n)\,(\gamma_s - \gamma_{apă}) \tag{3.18}$$

În cazurile în care porii rocii sînt umpluți atît cu apă cît și cu aer, greutatea volumică este dată de expresia

$$\gamma_w = (1 - n)\,\gamma_s(1 + W) = \gamma_u(1 + W) \tag{3.19}$$

Umiditatea se determină în laborator printr-o metodă pur convențională. Proba de rocă se cîntărește înainte și după ce se ține într-o etuvă încălzită la +105°C, pînă ce ajunge la o greutate constantă. În acest timp, roca pierde în totalitate apa interstițială, parțial apa adsorbită și o cantitate mică din apa de constituție. Durata trecerii prin etuvă depinde de natura rocii. O probă de rocă tare, stîncoasă, ajunge la greutate constantă după cîteva zeci de minute, o probă de nisip în aproximativ o oră, în timp ce pentru o argilă sînt necesare cîteva ore.

Metoda nu se aplică rocilor care au înglobată în masa lor și substanțe organice, întrucît la +105°C, acestea ard sau se volatilizează. Calculele se efectuează cu relația:

$$W = (\gamma_w - \gamma_u) \cdot \gamma_u^{-1} \tag{3.20}$$

Umiditatea de saturație a unei roci moi este egală cu raportul dintre greutatea fazei lichide ce-i umple pînă la refuz porii și greutatea sa specifică aparentă:

$$W_{sat} = (n \cdot \gamma_{apă}) \cdot \gamma^{-1} \tag{3.21}$$

Înlocuind γ_u cu (3.16), relația (3.21) devine:

$$W_{sat} = n \cdot \gamma_{apă} \cdot [(1 - n)\,\gamma_s]^{-1} \quad \text{sau} \quad W_{sat} = (e \cdot \gamma_{apă})\,\gamma_s^{-1} \tag{3.22}$$

3.2. Clasificarea rocilor după comportarea la solicitări

Rezolvarea numeroaselor probleme pe care le ridică proiectarea și executarea construcțiilor inginerești, în componența cărora rocile participă ca elemente de fundație, de rezistență sau de sarcină, nu este posibilă fără o studiere temeinică a fenomenelor care au loc în scoarța terestră, deasupra sau în interiorul căreia sînt amplasate construcțiile. Pentru calculele de dimensionare și pentru alegerea soluțiilor tehnologice, sint de asemenea, necesare o serie de informații asupra diferitelor caracteristici ale rocilor care participă

în construcții ca fundament sau ca elemente de rezistență. Aceleași caracteristici cantitative și calitative sînt necesare și la stabilirea metodelor și tehnologiilor de exploatare a zăcămintelor de substanțe minerale utile și la elaborarea de prognoze cu privire la influența acestei activități asupra suprafeței pămîntului.

Sistematizarea acestor informații, pe categorii de roci, s-a făcut și se face printr-o mulțime de clasificări, care în principal, pot fi împărțite în două grupe:

1) grupa clasificărilor generale;

2) grupa clasificărilor speciale.

Grupa clasificărilor generale se împarte și ea în trei subgrupe; a) geneză; b) comportare la solicitări; c) compoziție și structură.

În clasificările speciale, rocile sînt împărțite după anumite proprietăți fizico-mecanice cum ar fi de exemplu coeficientul de tărie, porozitatea, greutatea specifică, modulul de elasticitate, etc., cît și după unii parametrii tehnologici cum ar fi forabilitatea, tăierea, comportarea la pușcare și la sfărîmare etc.

Din mulțimea de clasificări utilizate în geologia inginerească prezintă interes numai acelea care pot furniza informații cu privire la posibilitățile rocilor de a participa ca elemente de fundare sau de rezistență în construcțiile inginerești.

După modul în care se comportă sub acțiunea forțelor exterioare, rocile se împart în două mari categorii și anume:

I. Roci tari stîncoase, caracterizate în general printr'o structură compactă, coeziune mare între particulele componente și rezistență sporită la solicitări.

II. Roci moi pămîntoase, caracterizate prin rezistențe scăzute la solicitări, dar mai ales prin proprietatea de a-și modifica destul de ușor starea fizică, din cauza instabilității la apă a legăturilor dintre particulele ce alcătuiesc scheletul mineral.

Ca parte componentă a unui fundament sau a unei construcții de suprafață sau din subteran, rocile, la fel ca orice alt corp solid, atunci cînd sînt supuse la solicitări manifestă o anumită capacitate de a se opune deformațiilor de volum sau distrugerii structurii lor interne. Din acest motiv, rocile tari sînt tratate în cadrul mecanicii rocilor în același mod cu solidele, cu al căror studiu se ocupă rezistența materialelor.

Fiind medii disperse, formate din două sau trei faze de stare, rocile moi pămîntoase pot sau nu să preia solicitări, numai în funcție de rezistența mecanică a particolelor care alcătuiesc scheletul solid și de raportul în care această fază se găsește cu fazele gazoasă și lichidă din golurile intergranulare. Complexitatea problemelor pe care aceste roci le ridică atunci cînd sînt puse în situația de a prelua eforturi a făcut ca în decursul timpului studierea lor să se facă separat și puțin diferit de studiul rocilor stîncoase, după tehnici și metodologii proprii mecanici pămînturilor.

Avînd în vedere scopul studiilor de geologie inginerească, în tabelele 3.1, 3.2 și 3.3. sînt prezentate trei clasificări ale rocilor, în funcție de diverși parametri.

În tabelul 3.1 rocile sînt împărțite după comportamentul lor la solicitări, în cinci grupe în cadrul fiecăreia scoțîndu-se în evidență principalele elemente

Tabelul 3.1.

Clasificarea rocilor după rezistența la solicitări (după G. L. Fisenko, 1965)

Grupa	Caracterizare generală	Tipurile de bază ale grupei	Principalele elemente caracteristice ale grupei
I. Tari stîncoase	$R_c > 800$ kgf/cm², sînt fisurate și alterabile; nu se umflă și nu se deformează plastic.	Roci eruptive și metamorfice nealterate și slab alterate; gresii cuarțoase, calcare și conglomerate silicioase.	Caracteristicile de rezistență ale suprafețelor de minimă rezistență și elementele geometrice și de zăcămînt ale acestor suprafețe.
II. Semitari sau semistîncoase	$R_c = 80-800$ kgf/cm²; fisurate, se alterează intens; nu se umflă, nu se desfac în apă, nu sînt plastice.	Roci eruptive și metamorfice alterate; șisturi argiloase și argiloase-nisipoase, gresii argiloase și calcaroase; argilite, aleurite, marne, conglomerate și brecii calcaroase; calcare lumașelice și cărbuni cuaternari,	Caracteristicile de rezistență ale rocilor în probă și pe suprafețele de minimă rezistență; elementele de zăcămînt ale suprafețelor de minimă rezistență, natura și intensitatea fisurației.
III. Moi, coezive	$R_c < 80$ kgf/cm², se umflă, se desfac în apă, sînt plastice, se alterează intens, alunecă și curg pe taluze.	Roci eruptive și metamorfice intens alterate sau complet dezagregate; roci sedimentare din grupa II alterate; toate tipurile de argile; subargile, nisipuri argiloase, crete, lōesuri, depozite deluviale și morene, cărbuni bruni terțiari.	Caracteristicile de rezistență ale rocilor în probe și pe suprafețele de minimă rezistență; intensitatea de fisurație; elementele de zăcămînt ale suprafețelor de minimă rezistență, umiditatea și apele sub presiune.
IV. Moi, necoezive	Fără coeziune; unghiul de frecare interioară și unghiul de taluz natural variază între 28°—38°; sînt plastice deformabile; nu se desfac în apă și nu alunecă.	Depozite proluviale și deluviale formate la baza versanților constituiți din roci din grupa I și II; pietrișuri și nisipuri curate.	Unghiul de frecare interioară și unghiul de taluz natural; mărimea și forma particulelor.
V. Miluri și borchișuri	Coeziunea < 0,2 kgf/cm²; prin saturare cu apă, frecarea dintre particule dispare.	Roci miloase-argiloase depuse recent în lacuri, bălți și lagune; nisipuri prăfoase și argile afinate saturate cu apă; sol vegetal saturat cu apă, depuneri de turbă; argile nisipoase-prăfoase ușoare, saturate cu apă.	Sînt instabile în taluze cu înălțimea mai mare de 3—5 m; nu pot constitui o fundație stabilă pentru utilaje, construcții, terasamente, hale și drumuri.

caracteristice din punct de vedere geologo-tehnic, iar în tabelul 3.2 se prezintă o clasificare a rocilor după rezistența lor la forare,

Tabelul 3.2.

Clasificarea rocilor după rezistența la forare

Categoria rocilor după rezistența la forare	Denumirea rocilor	Rezistența la compresiune monoaxială, R_c [kgf/cm²]	Coeficient de tărie după Protodikonov, f
1	2	3	4
I	Loes, nămol umed curgător, nisip, nisip argilos afînat.	0—20	0,2
II	Piatră spartă, nisip argilos loesoid, turbă și stratul vegetal cu resturi și amestec de piatră spartă și piatră de rîu.	21—39	0,3—0,4
III	Piatră cu dimensiuni de 10—40 mm; argilă moale grasă, pămînt nisipos-argilos cu resturi de lemn; nisip argilos greu, piatră de rîu, gheață.	40—60	0,5
IV	Prundiș cu dimensiuni de 40—100 mm; argilă șistoasă tip morenă; pămînt nisipos-argilos cu incluziuni de prundiș, piatră și bolovani; gresii stratificate cu granulație fină și medie; argilă nisipoasă cu amestec de piatră; cărbune foarte subțire.	61—99	0,6—1,0
V	Aleurite argiloase, argilite slabe minereu de mangan oxidat, marnă argiloasă, cărbuni moi, roci sedimentare conglomeratice, gresie slab cimentată cu ciment de natură argilo-nisipoasă.	100—140	1,0
VI	Gips poros, dolomite erodate, calcare moi cretacice, marne, minereu de ocru argilos, piatră ponce, diatomit șistos — argilos, cărbune de tărie medie.	141—185	2,0
VII	Aleurite compacte argiloase, gips compact, argile grezoase, calcare dolomitice moi, conglomerate slabe, gresie calcaroasă; șisturi puternic alterate, sericitizate, cloritoase, micacee, cărbune de tărie medie sau mai mare.	186—240	2,0
VIII	Antracit și cărbuni tari; argilite cu compactitate medie; serpentină cu incluziuni de azbest; pirită din zona de oxidare; calcare lumașelice; minereu oxidat plumbo-zincifer; șisturi cloritoase, calcito-cloritoase, sericitoase, argiloase, argilo-cărbunoase, slab grezoase.	241—303	3,0

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.2. (continuare)

1	2	3	4
IX	Aleurite grezoase-argiloase, antracit compact și cărbuni foarte tari; granit puternic alterat, granodiorite, diorite foarte alterate, diabaze alterate complet, minereu de limonit; cretă compactă, gresii alterate, izolat argile cu granule mari; minereu de apatit complet transformat; porfirite și sienite caolinizate, sare de potasiu, tufuri afectate de alterare.	304—385	4,0
X	Minereu de apatit zaharoid, minereuri brecioase, gips și anhidrit, dunit puternic alterat, serpentină puternic alterată, calcare marnoase, conglomerate și gresii cu ciment argilos, peridotite puternic alterate; șisturi argiloase, cristalizate, micacee, sericitoase; minereuri sulfuroase brecioase și de sulf-cupru-nichel; minereu de ceruzit.	386—479	4
XI	Amfibolite alterate, argilite compacte cu biotit și piroxeni, granodiorite, diabaze și dunite alterate, minereuri hematitice cuarțifere; calcare cu cristale mari, dolomitizate; minereu alterat de pirită; roci corneene alcalinizate; șisturi calcaroase — argiloase, cuarțito-sericitoase, amfibolice; minereu sulfuros plumbo-zincifer, minereu de cupru-nichel, tufuri.	480—599	6
XII	Minereu de apatit și nefelin; argilite foarte compacte; bazalte alterate; gabrou, gneise, granite și diabaze alterate; dolomite compacte, roci cuarțo-carbonatate, cuarțite alterate, minereu de pirită cupriferă, gresie arcoziană cuproasă, minereuri polimetatice cu cristale medii, porfire puternic alterate, siderită și scarn alterat, șisturi fără cuarț sericito-cloritoase, fosforite stratiforme, minereuri slab cromifere.	600—726	7
XIII	Amfibolite cu grăunți medii, gabrou cu cristale mai alterate, granite slab alterate, granodiorite, diorite și diabaze slab alterate; calcare cristalizate fin, dolomitizate; cuarțite cu cristale mari alterate, magnetite fin cristalizate, gresii cuproase fin cristalizate, minereuri polimetalice cu cuarț, porfire alterate, cuarț cu cristale mari, rocă corneană baritizată, minereu sulfuros masiv, siderite nealterate, minereu de crom.	727—903	9
XIV	Gnaise cu cristale mari, granite și granodiorite, calcare recristalizate, diabaze cu cristale mari, minereuri de magnetit și hematit cu granule mari; calcare cu granulație fină, dolomitizate, foarte compacte; filoane de cuarț cu conținut ridicat de sulfuri; crustă silicioasă; pegmatite micacee cu conținut de staniu; porfire alterate cu	904—1076	10

Tabelul 3.2 (continuare)

1	2	3	4
	granule medii de cuarţ; rocă corneeană mineralizată; şisturi cuarţoase cărbunoase, argiloase, sericito-cloritoase; minereu de magnetit sufluros.	904—1076	10
XV	Albitofire, amfibolite fin cristalizate, diorite, diabaze, granite mediu cristalizate, dolomite cuarţoase, marnoase; filoane de cuarţ fisurat; pirită cuarţoasă; conglomerate din roci eruptive şi ciment silicios, minereu de brownit — psilomelan; piroxenite cu conţinut de staniu; minereu polimetalic fin cristalizate cu predominarea piritei; granite-porfirice compacte cu cristale fine de cuarţ.	1077—1310	13
XVI	Albitofire cuarţoase, bazalte poroase, gabrouri şi gresii cu cristale medii, calcare puternic silicifiate, roci cu cuarţ şi turmalină, cuarţite secundare, pirite puternic silicifiate, gresii silicioase, porfire şi porfirite, cuarţ mediu fisurat, scarnuri granato-piroxenice, fosforite silicioase, roci corneene hidrohematitice.	1311—1548	15
XVII	Albitofire compacte cuarţoase, bazalte medii cristalizate, gabrou fin cristalizat, granite, granodiorite şi diabaze, jaspilite compacte, diorit cuarţifer, dunite compacte, calcar silicifiat, filonaşe de cuarţ fără sulfuri, microcuarţite cu sulfuri, gresii silicioase compacte; porfire foarte compacte, cuarţoase; rocă corneană cu cuarţ şi filonaşe de turmalină.	1549—1870	16 17 18
XVIII	Andezite compacte, bazalte fin cristalizate; gneise biotitogranato-piroxenice compacte cuarţoase; gneise cuarţoase, microcuarţite cu filonaşe de cuarţ; keratofire fin cristalizate, porfire cuarţoase, roci corneene feroase, scarn fin cristalizat, şisturi silicioase cu transformări în jaspuri, minereu de titano-magnetit cu granulaţie fină, jasp foarte compact.	1871—2206	20
XIX	Andezite foarte compacte, bazalte, jaspilite foarte compacte, basalte foarte compacte, diabaze, diorite, minereu piritos fin cristalizat puternic cuarţos-brecifiat, rocă corneană foarte compactă, scarnuri silicifiate, minereu foarte compact de titano-magnetit, jasp neschimbat.	2207—2639	20
XX	Andezite de curgere, jaspilite, bazalte, cuarţ, siliciu, microcuarţite foarte compacte, rocă corneeană magnetitică, scarne foarte silicifiate, jaspuri cu un grad avansat de compactare.	2640—3360	20

Pentru alegerea tehnologiilor de săpare-excavare a rocilor, în tabelul 3.3 se prezintă o altă clasificare, atît pentru roci cu structura nederanjată cît şi

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.3.

Clasificarea rocilor după rezistența specifică la săpare (după I. Beliakov și A. T. Galimulin, 1975)

Categoria	Varietatea caracteristicilor și starea rocilor							Rezistența specifică la săparea cu excavatorul kgf/cm²
	în masiv			după afinare				
	Caracteristica grupelor de roci	Indicatori structurali și de rezistență		Grupe de roci	Valorile coeficientului de afinare K_p în funcție de dimensiunile bucăților de rocă			
		Rezistența la compresiune R_c kgf/cm²	Coeziunea în masiv, c_m kgf/cm²		foarte mărunte și mărunte $d_{med} \leqslant 20$ cm	medii d_{med} = = 20—40 cm	mari și foarte mari d=40—60 cm	
0	1	2	3	4	5	6	7	8
I	Roci moi și necoezive	<30	<30	1. Cărbuni	1,30—1,35	1,35—1,45	—	0,1—0,6
				2. Roci semistîncoase	1,35—1,45	—	—	
II	1. Roci moi relativ compacte 2. Roci moi înghețate din prima categorie, la adîncimea de îngheț, $h_{îngheț}$ = = 0,5—0,7 m	30—80	0,2—0,4	1. Cărbuni	1,25—1,30	1,30—1,35	—	0,6—1,2
				2. Roci semistîncoase	1,35—1,40	1,40—1,50	—	
				3. Roci stîncoase	1,40—1,45	—	—	
III	1. Cărbuni slabi 2. Roci moi compacte 3. Roci moi înghețate pentru: I h=1,3—1,6 m II h=0,3—0,4 m	80—100	0,4—0,7	1. Cărbuni	1,15—1,20	1,25—1,30	—	1,2—2,0
				2. Roci semistîncoase	1,30—1,35	1,35—1,40	1,40—1,50	
				3. Roci stîncoase	1,35—1,40	1,40—1,50	1,50—1,60	
				4. Roci utile (minereuri) grele	1,40—1,45	—	—	
IV	1. Cărbuni de tărie medie 2. Roci moi foarte compacte	100—150	0,7—1,0	1. Cărbuni tari	1,05—1,10	1,15—1,20	—	2,0—2,8
				2. Roci semistîncoase	1,20—1,25	1,25—1,30	1,30—1,40	

Tabelul 3.3 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8
IV	3. Roci moi înghețate pentru: I h=2,4—2,6 m II h=0,7—0,8 m III h=0,2—0,3 m	100—150	0,7—1,0	3. Roci stîncoase	1,25—1,30	1,30—1,35	1,40—1,50	2,0—2,8
				4. Roci utile (minereuri) grele	1,35—1,40	1,40—1,45	—	
V	1. Cărbuni tari	150—300		1. Cărbuni foarte tari	1,02—1,05	1,05—1,1	—	
	2. Roci semistîncoase din varietatea celor mai puțin rezistente	150—300		2. Roci semistîncoase	1,10—1,15	1,15—1,20	1,20—1,30	
	3. Roci moi înghețate pentru: II h=1,0—1,2 m III h=0,5—0,6 m IV h=0,2—0,3 m		1,0—1,5	3. Roci semistîncoase din categoria VI—VIII	1,20—1,25	1,25—1,30	—	2,8—3,8
	4. Roci stîncoase extrem de fisurate	<600		4. Roci utile (minereuri) grele din categoria VI—VIII	1,25—1,30	1,30—1,35	—	
	5. Roci utile (minereuri) extrem de fisurate.	<600						
VI	1. Cărbuni foarte tari.	>300		1. Roci semistîncoase din categoria VII	1,10—1,15	1,15—1,20	1,20—1,25	
	2. Roci semistîncoase din varietatea celor relativ rezistente.		1,5—2,3	2. Roci stîncoase din categoria VIII—IX	1,15—1,20	1,20—1,25	1,25—1,30	
	3. Roci moi înghețate și roci sterile pentru: II h=1,6—1,8 m III h=0,8—1,0 m IV h=0,4—0,6 m V h=0,2—0,3 m	200—300		3. Roci utile (minereuri) grele din categoria VIII	1,20—1,25	1,25—1,30	1,30—1,35	3,8—5,0

BCU CLUJ / CENTRUL UNIVERSITAR / LIBRARY

Tabelul 3.3. (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8
	4. Roci stîncoase și roci utile (minereuri grele, puternic fisurate)	>800						
VII	1. Roci semistîncoase din categoria celor rezistente. 2. Roci înghețate. pentru: IV $h=0,9-1,1$ m V $h=0,4-0,6$ m VI $h=0,3-0,4$ m 3. Roci stîncoase și roci utile (minereuri) grele, medii fisurate.	300—600 >800	2,3—3,5	Roci stîncoase și roci utile (minereuri) grele din categoria VIII—IX	1,05—1,1	1,10—1,15	1,15—1,20	5,0—7,0
VIII	1. Roci înghețate pentru: V $h=1,0-1,2$ m VI $h=0,8-0,9$ m 2. Roci stîncoase și roci utile (minereuri) grele, puțin fisurate.	— >800	3,5—5,5	Roci stîncoase și roci utile (minereuri) grele din categoria IX	—	1,02—1,05	1,05—1,10	7,0—10,0
IX	Roci stîncoase și roci utile (minereuri) grele, nefisurate (monolit)	>800	5,5	—	—	—	—	10—15 (relativ)

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pentru roci în stare excavată. Rezistența specifică la săparea cu excavatorul, este determinată pentru excavatoare cu cupă de 3,2—4,6 m³, la numărător fiind trecute valorile limită, iar la numitor valorile medii. Pentru alte dimensiuni de cupă, deci și pentru alte puteri instalate pe excavator, valorile din tabel se înmulțesc cu coeficienții de corecție din tabelul 3.4.

Tabelul 3.4.

Coeficienții de corecție ai valorilor rezistenței specifice la săparea cu excavatorul.

Tipul excavatorului	Dimensiuni cupă m³	Coeficient corecție	
		în masiv	după dislocare
EKG	2,0	1,10	1,05
EKG	3,2—5,0	1,00	1,00
EKG	8,0	1,85	0,95
EKG	12,5	0,75	0,90
EKG	20,0	0,70	0,80

Tabelul 3.4 cuprinde și valorile coeficientului de afînare a rocilor după excavare, pentru diferite dimensiuni ale bucăților de rocă rezultate după detașarea lor din masiv.

3.3. Corelații între proprietățile mineralogice și structurale ale rocilor argiloase și caracteristicile lor fizico-mecanice.

3.3.1. Argilele și proprietățile lor fizico-mecanice

Argilele sînt roci poliminerale în compoziția cărora intră:

a. Minerale argiloase (caolinit, montmorillonit, clorit, vermiculit, halloisit, hidromice și forme mixt-stratificate), care alcătuiesc fracțiunile cele mai fine ale argilelor, coloidale și precoloidale.

b. Minerale clastice: cuarț, feldspați, minerale grele, mice etc. și fragmente de roci.

c. Minerale de neoformație (neargiloase) formate în același timp cu sedimentul argilos sau în procesul ulterior de diageneză.

d. Fragmente de schelete organice, calcaroase sau silicioase, rezultate din fauna bentonitică, organismele planctonice sau din cele aduse de apele continentale.

e. Materie organică concentrată mai ales în fracțiunea coloidală.

Termenul „argilă" desemnează o rocă și nu se suprapune peste acela de „pelit", care este un termen granulometric.

Explicarea principalilor parametrii folosiți curent în activitățile inginerești, care exprimă (numeric) proprietățile fizico-mecanice fundamentale ale rocilor argiloase (plasticitatea, umflarea și contracția, rezistența la forfecare, sensitivitatea, compresibilitatea etc.) trebuie căutată în complexul

de factori care au determinat, direct sau indirect, structura și compoziția mineralogică a acestora.

Termenul *argilă* este curent folosit pentru numirea unei game foarte largi de materiale cu unele caracteristici comune. Aceste caracteristici, numite de obicei „proprietățile argilelor", sînt bazate în special pe plasticitate și rezistență la forfecare. Toate argilele au granulație fină, fiind constituite din agregate microscopice cu un conținut mai mare sau mai mic în apă. Particulele minerale argiloase sînt, cel mai adesea, legate prin legături slabe, așa încît prin acțiuni mecanice moderate ele pot fi separate, iar prin adăugarea de apă sistemul trece din faza solidă în cea lichidă prin stări intermediare plastice sau elasto-plastice.

Rezistența la forfecare a materialelor cristaline este de o altă natură decît rezistența la forfecare a argilelor; forțele care acționează în interiorul rețelelor cristaline nu sînt comparabile cu cele care se manifestă între atomii de suprafață și faza apoasă înconjurătoare, sau cu cele care acționează între două particule minerale în contact.

Trebuie specificat că nu toate mineralele capătă proprietățile argilelor atunci cînd sînt sfărîmate (cînd au suprafața specifică mai mare de 100 m^2/g). Nu există însă, din acest punct de vedere, o delimitare netă între mineralele așa-zise argiloase și celelalte. Există minerale tipic argiloase care, atunci cînd sînt dezvoltate în cristale mari, pierd proprietățile specifice mineralelor argiloase. În același timp, trebuie menționat că există și minerale neargiloase care, atunci cînd sînt foarte bine sfărîmate, capătă proprietăți apropiate de cele ale argilelor. Oricum, *combinarea indicelui de suprafață cu cîteva caracteristici mineralogice și de structură (microstructură) conduce la stabilirea elementelor majore în explicarea proprietăților fundamentale ale argilelor.*

Înțelegerea corectă a comportării complexului argilă-apă prezintă un interes deosebit pentru numeroase probleme inginerești.

3.3.2. Noțiuni de bază privind mineralogia argilelor

Depozitele tipic argiloase se admite a fi caracterizate prin conținutul în filosilicați. Principial, filosilicații sînt constituiți din lanțuri de atomi care se dezvoltă infinit în două direcții, repetîndu-se cu regularitate cristalografică în cea de a treia direcție.

Filosilicații sînt constituiți din două tipuri de straturi elementare: straturi tetraedrice și straturi octaedrice. Celula de bază a straturilor octaedrice este formată din șase oxigeni (sau grupuri oxidrilice) plasați în colțurile unor octaedri (sau pseudooctaedri). Centrul octaedrului este ocupat, de obicei, de un ion metalic (fig. 3.1 *c* și *d*). Straturile octaedrice sînt formate prin reunirea octaedrilor elementari astfel încît patru din fețele fiecăruia să fie comune iar două fețe formează plane comune paralele.

Straturile tetraedrice, cu un aranjament de asemenea bidimensional, sînt constituite din tetraedri elementari cu patru atomi de oxigen în vîrfuri (trei în bază și unul apical) care conțin în centru siliciu sau aluminiu (fig. 3.1 *a* și *b*). Cînd se suprapune peste un strat tetraedric unul octaedric, oxigenul apical va aparține și stratului octaedric, realizînd legarea celor două straturi într-o singură unitate (pachet elementar de bază).

Cînd pachetele elementare sînt așezate unul peste altul, poate rezulta un aranjament simplu, în cazul neutrlității electrice, sau structuri mai complicate datorită intercalării între pachete a unor ioni (cationi) care tind să neutralizeze sarcinile negative ale pachetelor.

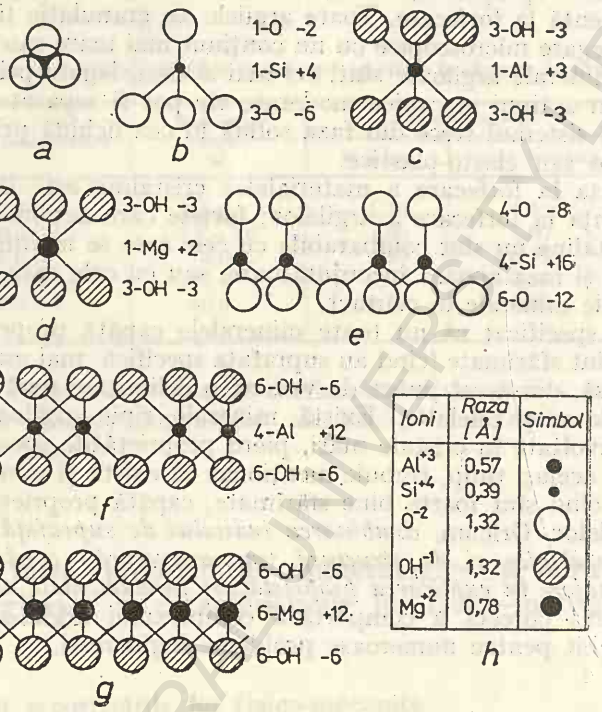


Fig. 3.1. *Unități de bază ale silicaților:*

a și *b* — tetraedru cu Si; *c* — octaedru cu Al; *d* — octaedru cu Mg; *e* — strat tetraedric; *f* — gibbsit; *g* — brucit; *h* — simboluri și dimensiuni.

Conform sistemului de nomenclatură propus de R. C. Mackenzie și G. W. Brindley (Stokholm, 1963), acceptat de Asociația Internațională de Mineralogie, elementele de bază ale stratului octaedric sînt reprezentate prin mineralele gibbsit (Al—OH, octaedric) și brucit (Mg—OH, octaedric), fig. 3.1 *f* și *g*, iar stratul tetraedric prin betatridimit.

Atît brucitul cît și gibbsitul au o simetrie bazală pseudohexagonală. În brucit fiecare ion de magneziu este înconjurat de șase grupări OH într-un aranjament trigonal. În cazul gibbsitului aluminiul este plasat tot între șase grupări de OH, dar numai două treimi din pozițiile existente sînt ocupate.

După cum filosilicații au straturi octaedrice de tip brucit sau gibbsit se numesc trioctaedrici sau dioctaedrici, au trei și respectiv doi ioni metalici pentru șase grupări OH. În centrele tetraedrilor se găsește Si sau Al. Uneori, foarte rar, pot fi prezenți și alți ioni, cum ar fi Cr. Prin înlocuirea Si (+4) cu Al (+3) apar două efecte importante: un deficit de sarcini pozitive (o sarcină negativă liberă) și tendința de deformare a structurii inițiale, deoarece ionul de Al are raza mai mare ca Si (fig. 3.1, *h*).

Deoarece stratul tetraedric este ușor deformabil între aranjamentul hexagonal și ditrigonal, acesta poate fi ușor adus în poziția corespondentă stratului octaedric, printr-o neînsemnată modificare a unghiurilor. Similar, dar nu la fel de ușor, și stratul octaedric poate suferi deformații.

Combinînd straturile tetraedrice și octaedrice, se obțin pachetele tip ale diferiților filosilicați. Există trei tipuri principale (tabelul 3.5):

a) Minerale de tip 1:1. Pachetul de bază constă dintr-un strat octaedric și unul tetraedric. Legătura dintre cele două straturi se face prin oxigenii aplicali ai stratului tetraedric. Mineralele reprezentative pentru acest tip sînt cele din grupa caolinithalloisit-serpentinit.

b) Minerale de tip 2:1. Sînt constituite din două straturi tetraedrice cu oxigenii aplicali plasați unii spre alții și un strat octaedric intercalat între

Tabelul 3.5.

Clasificarea filosilicaiilor (după Th. Rosenqvist, 1968)

Tip	GRUPĂ x = Sarcina pachetului elementar	SUBGRUPĂ	SPECII
2:1	Talc-pirofilit $x \approx 0$	Dioctaedric (Pirofilit) Trioctaedric (Talc)	Pirofilit Talc
	Smectite, Montmorillonit, Saponit. $0{,}3 < x < 0{,}5$	Dioctaedric (Montmorillonit) Trioctaedric (Saponit)	Montmorillonit, Beidellit, Nontronit Saponit, Hectorit, Sauconit
	Vermiculit $x \approx 0{,}5$	Dioctaedric (Vermiculit) Trioctaedric (Vermiculit)	Vermiculit dioctaedric Vermiculit trioctaedric
	Mica $x \approx 1$	Dioctaedric (Muscovit) Trioctaedric (Biotit)	Muscovit paragonit Biotit Flogopit
	Mice casante $x \approx 2$	Dioctaedric (Margarit) Trioctaedric (Clintonit)	Margarit Seiberit, Xantofillit Brandisit
2:1:1	Clorit, $x \approx 0$	Dioctaedric (Clorit) Trioctaedric (Clorit)	— Penninit, Clinoclor, Proclorit
1:1	Caolinit, Serpentinit $x \approx 0$	Dioctaedric (Caolinit) Trioctaedric (Serpentin)	Caolinit, Halloisit Crisotil, Lizardit, Antigorit.

ele. Mineralele reprezentative pentru acest tip sînt cele din grupele: mică, montmorillonit, saponit, vermiculit.

c) Minerale de tip 2: 1: 1. La acestea, la modelul de tip 2: 1 se mai adaugă un strat octaedric care este plasat între bazele cu oxigeni ale straturilor tetraedrice.

Mineralele din grupa illitului (hidromicele) nu sînt incluse în tabelul 3.1. În cele mai multe situații, mineralele încadrate în acest grup apar sub

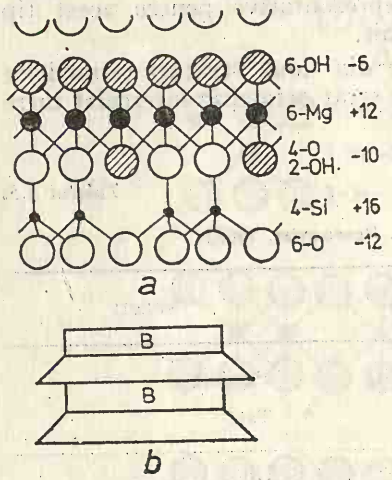


Fig. 3.2. *Structura serpentinitului:*
a — structura atomică; *b* — reprezentare simbolică.

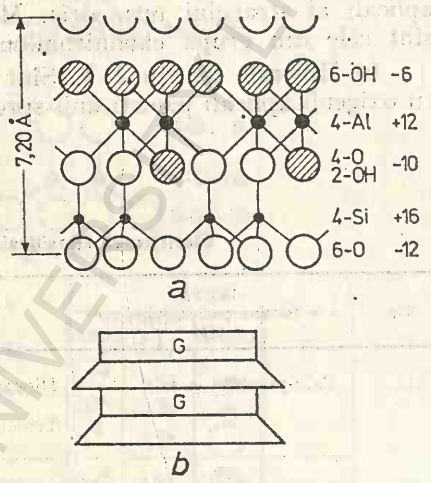


Fig. 3.3. *Structura caolinitului:*
a — structura atomică; *b* — reprezentare simbolică.

forma unor agregate interstratificate de mică cu vermiculit, montmorillonit, sepiolit sau clorit. Majoritatea cercetătorilor sînt de părere că illitul derivă din structura muscovitului, avînd sarcina pachetelor elementare subunitară, fără însă a putea fi confundate cu vermiculitele sau cu smectitele. Analizele chimice au indicat de mult timp că mai puțin de un Si din patru (din stratul tetraedric) este înlocuit cu Al. Pe de altă parte, Al din stratul octaedric poate fi înlocuit cu Mg, Fe etc. Din aceste cauze se întîmpină greutăți serioase în stabilirea formulei structurale a illitului, folosind numai rezultatele analizelor chimice. În ansamblu, se consideră că illitele corespund unor „mice sfărîmate" la care ionii de K, în deficit, sînt înlocuiți cu apă. Moleculele de apă care înlocuiesc potasiul sînt sub formă de H_3O^+ (oxonium). Trebuie remarcat că ionii de potasiu realizau „sudarea" pachetelor elementare prin intermediul unor legături ionice în timp ce moleculele de apă sînt legate prin legături moleculare. Capacitatea de deschidere rezultată, în comparație cu structura cunoscută a muscovitului, corespunde cu hidratarea (de aici denumirea de hidromice). În marea majoritate a cazurilor, ilitele prezintă o oarecare dezordine interstițială (dezordine discretă). Illitele sînt cele mai răspîndite minerale argiloase în natură.

Attapulgitul și sepiolitul au o compoziție chimică asemănătoare cu membrii cerți ai familiei montmorillonitului, dar se prezintă într-un facies

particular de „baghete alungite". Este cunoscut faptul că montmorillonitul magnezian de tipul hectortlului are un facies în benzi. Attapulgitul și sepiolitul sînt intermediari între seria montmorillonitică dioctaedrică și trioctaedrică; poziția octaedrică nu este ocupată în totalitate ca în cazul saponitului și nici în proporție de 2/3 cum se întîmplă la seria dioctaedrică. Se admite că această situație intermediară coincide cu faciesul în „rigle" sau „baghete alungite".

În foarte multe cazuri, în natură apar agregate argiloase cu o structură și compoziție mineralogică complexă, rezultate prin interstratificarea mineralelor argiloase tipice. În literatură sînt folosite denumiri particulare pentru interstratificațiile certe mai des întîlnite: rectorite (vermiculit + + pirofilit), hidrobiotite (biotit + clorit sau biotit + vermiculit), bravaisit (illit + montmorillonit), correnșit (clorit + montmorillonit) etc.

La mineralele de tipul montmorillonitului și vermiculitului, la care sarcinile negative ale pachetelor elementare sînt mici, compensarea acestora se face prin ioni interstițiali cu legături slabe, foarte ușor înlocuibili; sînt minerale cu o mare capacitate de schimb. Sfărîmarea mecanică naturală sau artificială contribuie la creșterea capacității de schimb a mineralelor argiloase; procesele de eroziune și alterare naturală contribuie, de asemenea, substanțial la creșterea acesteia.

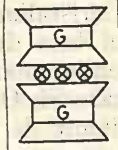
Comportarea parțial hidrofilă a majorității mineralelor argiloase depinde de chimismul și structura rețelei cristaline cît și de ionii (sau complexele ionice) de suprafață. În timp ce structura internă poate fi studiată relativ ușor, este dificil de obținut date asupra situației exacte la suprafața acestora. Este unanim recunoscut că multe din proprietățile specifice argilelor se datoresc comportării suprafeței cristalelor elementare în contact cu faza apoasă. Argilele uscate și reumezite se comportă foarte diferit în funcție de compoziția chimică a soluției. Pe de altă parte, montomorillonitul poate pierde proprietățile de umflare prin încălzire. Temperatura la care proprietățile de umflare dispar este în legătură directă cu cationi de legătură existenți. Proprietățile fizice și chimice ale argilelor, pentru același tip mineral și saturate cu cationi, pot varia considerabil în funcție de condițiile concrete existente in cadrul structurii fazei minerale ca urmare a multiplelor substituții izomorfe, îzotipe sau homeotipe posibile.

O atenție specială trebuie acordată ionilor de hidrogen din rețea. Toate mineralele argiloase conțin grupul hidroxil. Prin folosirea tehnicii trasorilor s-a dovedit că păstrînd mineralul argilos într-un mediu apos, cu un conținut de hidrogen diferit de cel existent în cadrul rețelei cristaline, se produce un schimb de H între rețea și soluția înconjurătoare. Rata de schimb pentru hidrogen este mai mică decît cea corespunzătoare ionilor obișnuiți din soluții (alcalii și Ca) și mult mai mare ca cea corespunzătoare Si, O, Al și Mg. Rata de schimb a hidrogenului este influențată determinant de legăturile care-l fixează în cadrul structurii cristaline.

Structura stratelor elementare ale filosilicaților poate devia considerabil de la aranjamentul idealizat pseudohexagonal. În unele cazuri, simetria ditrigonală este mai apropiată de situația reală. Asemenea deviații crecază dificultăți în reprezentarea aranjamentului moleculelor de apă la suprafața mineralelor.

Tabelul 3.6.

Caracteristicile pachetelor elementare pentru principalele minerale argiloase (după Lambe și R. Whitman, 1969).

Mineral	Repre-zentare simbolică	Substituții izomorfe [natura și cantitatea]	Legătura dintre straturi [tipul]	Supraf. specif. [m²/g]	Densit. sarcin. (Å²/ion)	Potențialul capacității de schimb [me/100 g]
Serpentinit		—	Legături de hidrogen + valențe secundare			1
Caolinit		Al prin Si 1—400	Legături de hidrogen + valențe secundare	10—20	83	3
Hallozit ($4H_2O$)		Al prin Si 1—100	valențe secundare	40	55	12
Halloizit ($2H_2O$)		Al prin Si 1—100	valențe secundare	40	55	12
Talc		—	valențe secundare			1
Pirofilit		—	Valențe secundare			1
Muscovit		Al prin Si 1—4	Valențe secundare + K			250
Vermiculit		Al, Fe prin Mg Al prin Si	Valențe secundare + Mg	5—400	45	150

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.6. (continuare)

Mineral	Reprezentare simbolică	Substituții izomorfe [narura și cantitatea]	Legătura dintre straturi [tipul]	Supraf. specif. [m²/g]	Densit. sarcin. [Å²/ion]	Potențialul capacității de schimb [me/100g]
Illit		Al prin Si, 1—7 Mg, Fe prinAl Fe, Al prin Mg	Valențe secundare + K	80—100	67	150
Montmorillonit		Mg prin Al, 1—6	Valențe secundare+ioni înlocuibili	800	133	100
Nontronit		Al prin Si, 1—6	Valențe secundare + ioni înlocuibili	800	133	100
Clorit		Al prin Si,Fe Al prin Mg	Valențe secundare + brucit	5—50	700	20

În tabelul 3.6 sînt prezentate caracteristicile pachetelor elementare pentru principalele minerale argiloase întîlnite în activitatea geologică-inginerească curentă.

3.3.3. Principalele caracteristici fizice și chimice ale mineralelor argiloase

Energia superficială. Domeniul coloizilor este cuprins între 1μ (10^{-3} mm) și 1 mμ (10^{-6} mm) — fig. 3.4. Sub această limită se intră în domeniul soluțiilor adevărate. Particulele cuprinse în domeniul colodidal, în amestec cu alte faze, cum ar fi apa, capătă proprietăți fizice diferite de cele ale aceluiași material atunci cînd apare în cristale mari. Pe de altă parte, apa care vine în contact cu asemenea particule are proprietăți diferite față de cele inițiale.

La contactul dintre faze se pune în evidență o importantă proprietate și anume energia superficială. Energia superficială a lichidelor este identică în toate direcțiile și numeric egală cu tensiunea superficială. Energia superficială a cristalelor este diferită în funcție de direcția cristalografică considerată. Un volum de lichid are energia minimă cînd este de formă sferică. Materialele cristaline au energia minimă cînd sînt limitate de plane și colțuri

Considerînd, pentru simplificare, o rețea cubică și admițînd că energia legăturilor în toate direcțiile este egală, rezultă că un atom din mijloc are energia total compensată de cei șase vecini, un atom plasat pe suprafața rețelei are cinci vecini, au atom de pe muchie patru vecini și unul din colț

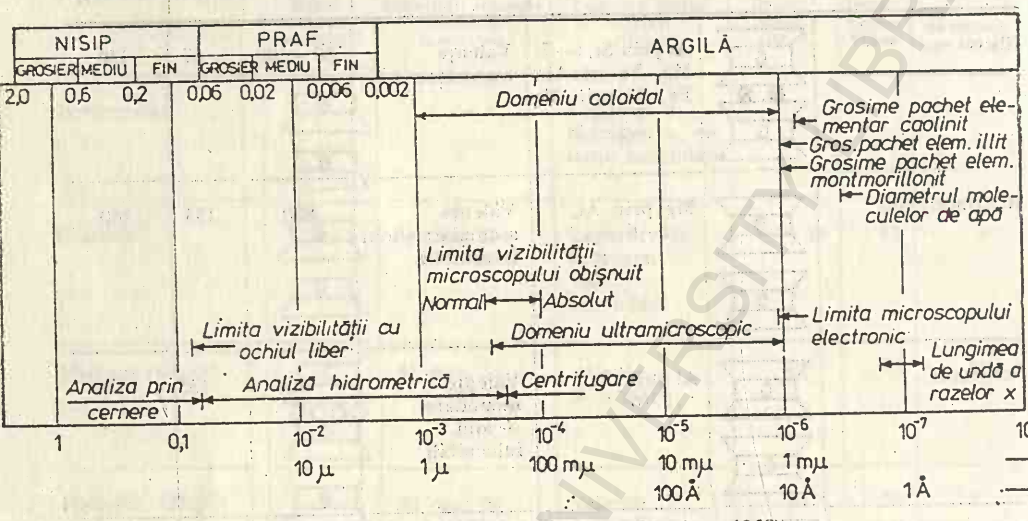


Fig. 3.4. *Dimensiuni* (După W. Lambre, 1968)

trei vecini. Această situație, cu totul simplificată, permite deducerea unei observații importante și anume că muchiile și colțurile sînt constituite din atomi cu energie liberă (sarcini necompensate) maximă.

Trebuie menționat că chiar și pentru lichide, unde nu poate fi vorba de un aranjament structural, moleculele și atomii de suprafață au o stare energetică mai mare ca cei din interior. Această observație este pusă în evidență atunci cînd lichidul este în contact cu altă fază.

Apa este prin excelență un lichid cu o energie superficială mare (70 erg./cm^2 — la temperatura ordinară). Mineralele argiloase se admite că au o energie superficială cuprinsă între 100 și 1000 erg/cm^2. Dacă considerăm un gram de mineral argilos constituit din particule fine, așa încît suprafața totală a acestora să fie de ordinul 100 m^2 (vezi tabelul 3.6), și admițînd că energia superficială a acestuia este de ordinul a 500 erg/cm^2 (în stare de cristale mari), rezultă o energie superficială de $\approx$5 kcal/mol (considerînd greutatea moleculară apropiată de a micelor). Rezultă o observație deosebit de mportantă și anume: mineralele fin pulverizate au o energie superficială considerabil mai mare decît același mineral dezvoltat în cristale mari.

Un parametru frecvent folosit pentru caracterizarea fenomenelor energetice de la suprafața mineralelor argiloase este c ă l d u r a de u m e z i r e (cantitatea de căldură dezvoltată de un gram de mineral uscat atunci cînd este amestecat cu o cantitate infinit de mare de apă). Acest parametru este o funcție complicată de suprafața mineralului, situația sarcinilor superficiale, starea ionică a apei etc. Căldura de umezire determinată experimental permite calculul presiunii maxime de umflare.

Toate particulele minerale au pe contur sarcini electrice care, teoretic, ar putea fi pozitive sau negative. Pentru majoritatea particulelor minerale

argiloase, exceptînd unele muchii și colțuri, pachetele elementare au un deficit mai mult sau mai puțin accentuat de sarcini pozitive. Creșterea sarcinii electrice superficiale se datorește în principal influenței combinate a următorilor cinci factori: substituțiile izomorfe, izotipe sau homeotipe; difuzia ionilor de hidrogen din cadrul rețelei cristaline; absența unor cationi din rețeaua cristalină; adsorbția anionilor; prezența substanțelor organice. Dintre factorii amintiți, substituțiile izomorfe sînt în general cele mai importante.

Suprafața specifică. Potențialul de schimb. Dată fiind structura cristalină a mineralelor argiloase, este ușor de înțeles că sarcinile negative și pozitive sînt relativ uniform distribuite în suprafață. Mărimea sarcinii electrice efective a unei particule este direct proporțională cu suprafața laterală totală a acestuia și cu densitatea sarcinilor pe unitatea de suprafață. Mărimea suprafeței laterale corespunzătoare unității de masă este suprafața specifică.

Particulele cu diametrul mai mare de 1 μ sînt influențate predominant de forțele masice; pentru mineralele microcristaline — coloidale forțele superficiale sînt determinante.

Suprafețe specifice de 20—25 m^2/g corespund limitei superioare a domeniului coloidal; particulele de praf și cele mai mari au suprafețe specifice mai mici de 1 m^2/g. În tabelul 3.6 sînt date valorile caracteristice ale suprafeței pentru principalele minerale argiloase. Se remarcă diferența mare existentă între suprafața specifică a caolinitului (10—20 m^2/g) și cea a montmorillonitului (800 m^2/g). Un calcul teoretic simplu conduce la concluzia că 6 g de montmorillonit au aproximativ aceeași suprafață cu un teren de fotbal.

Tipuri de legături chimice. În sistemul argilă-apă apar aproape toate tipurile de legături chimice. O imagine simplificată a legăturilor chimice specifice se obțin prin gruparea acestora în trei tipuri:

1. Legături ionice. Se datoresc atracției electrostatice dintre ioni; se întîlnesc atît în fazele lichide cît și în cele solide. Forțele de legătură sînt directive iar numărul de coordinare este mare. Energia de legătură este de ordinul 20—300 kcal/mol.

2. Legături covalente. Se formează prin împărțirea unui electron liber între atomi. Energia legăturilor este de același ordin de mărime cu cele ionice, În funcție de diferența de electronegativitate a atomilor există multe stări intermediare între legăturile pur covalente și cele pur ionice.

3. Legături moleculare sau Van der Waals. Sînt legături slabe și nu formează compuși foarte stabili. Acest tip de legătură este important pentru înțelegerea influenței mutuale dintre molecule. Nu au o directivitate deosebită. Explică adeziunea dintre molecule în lichide, dintre materia cristalină și compușii organici. Energia acestor legături este de ordinul 1—5 kcal/mol.

Un caz special, important, al legăturilor moleculare îl constituie legăturile de hidrogen (un proton formează legătura dintre doi oxigeni sau alți atomi potriviți). Asemenea legături au energii de 5—40 kcal/mol. Un caz tipic al legăturilor de hidrogen îl constituie apa. În lipsa acestor legături apa ar exista în stare gazoasă, la temperatura obișnuită (cum este cazul analog al H_2S).

În sistemul argilă-apă multe din aceste forțe acționează simultan, apărînd numeroase cazuri de legături mixte. În filosilicați, combinarea legăturilor

ionice, covalente și de hidrogen este frecventă. Fenomenul de adsorție, deosebit de important în formarea proprietăților sistemului, poate fi de natură fizică sau chimică.

Potențialul de difuzie. Într-o soluție coloidală mineralele argiloase sînt înconjurate de un număr mare de molecule de apă. Datorită vibrațiilor termice moleculele de apă ciocnesc continuu particulele minerale. Întrucît suma vectorială a impulsurilor se modifică continuu rezultă direcții diferite de mișcare (mișcare browniană).

Numeroși cercetători s-au ocupat de acest fenomen rezultînd tratări matematice complicate, greu de utilizat pentru fenomenele discutate aici. Prin mișcare browniană este favorizat fenomenul de difuzie a particulelor coloidale, în funcție de concentrația din soluție.

În condiții naturale, difuzia de la concentrație mai mare spre una mai mică (a particulelor minerale coloidale) vine în contradicție cu tendința de sedimentare gravitațională. Urmare a celor două tendințe, dacă particulele nu se interinfluențează (floculare), este de așteptat ca în vasul de sedimentare concentrația să scadă de la fundul vasului în sus (atmosfera Perin). De cele mai multe ori, interacțiunea mineralelor argiloase are ca urmare formarea de aglomerări cu forme și stări puțin dependente de mișcarea browniană.

Influența mutuală dintre particulele minerale argiloase. Această importantă proprietate a particulelor argiloase coloidale poate fi pusă în evidență prin adăugarea unei substanțe radioactive (de exemplu $RaBr_2$) într-un sistem coloidal apă-argilă. Vasul cu soluția coloidală rezultantă se așează în fața unei plăci fotografice. Particulele de argilă vor adsorbi ionii de Ra^{++} din suspensie, radioactivitatea radiului permițînd înregistrarea poziției acestuia (și implicit a particulelor de argilă). Pe fotografia rezultată se observă numeroase pete negre cu diametrul de cca 20 μ, reprezentînd particulele singulare. Se observă însă și apariția unor aureole mult mai largi reprezentînd aglomerate formate din mai multe particule. Din observațiile de mai sus se

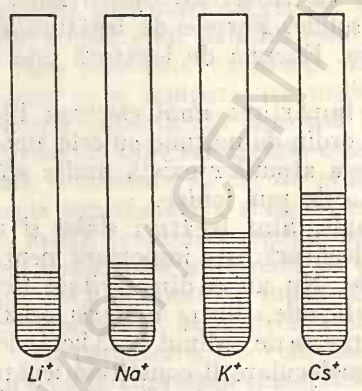


Fig. 3.5. *Dependența dintre volumul sedimentelor și tipul cationului monovalent adsorbit* (după Th. Rosenqvist, 1968).

deduc două caracteristici foarte importante ale mineralelor argiloase și anume: concentrează în jurul lor cationii din soluție și au tendința de a se atrage reciproc formînd agregate caracteristice. Aceste proprietăți sînt esențiale pentru mineralele argiloase avînd o mare importanță în formarea caracteristicilor fizico-mecanice ale acestora.

În fig. 3.5 se prezintă un exemplu care ilustrează efectul diferiților cationi monovalenți existenți în faza apoasă. O cantitate constantă de minerale argi-

loase este amestecată cu aceeași cantitate de apă conținînd cantități echivalente de Li, Na, K, și Cs. Volumul sedimentului depus este direct proporțional cu puterea de polarizare a cationului și exprimă capacitatea agregatelor sedimentare de a-și susține propria greutate; exprimă direct tăria forțelor de atracție dintre particule. Dacă sedimentele depuse în aceste condiții vor fi consolidate la același conținut în apă și sub aceeași sarcină, rezistența la forfecare a depozitelor va fi direct proporțională cu mărimea volumelor sedimentate.

Pe de altă parte, din studiul concentrației electroliților din faza apoasă necesară pentru flocularea suspensiei s-a dedus că aceasta este mult influențată de sarcina ionilor folosiți. Această observație este exprimată prin așanumita lege Schulze-Hardy: raportul dintre ionii trivalenți, bivalenți și monovalenți care au același efect de floculare este 1: 50:2500. Această lege, ușor de verificat în laborator (folosind de exemplu $AlCl_3$, $CaCl_2$ și KCl), se dovedește a fi de un real folos în aprecierea modificării proprietăților mecanice ale rocilor argiloase sub influența apelor subterane cu diferite compoziții chimice.

3.3.4. Apa și ionii adsorbiți pe suprafața mineralelor

Proprietățile fizice și chimice mai importante ale apei. Deși un lichid, foarte obișnuit, apa este o substanță cu proprietăți fizice și chimice deosebite care au o mare influență asupra comportării substanțelor sau corpurilor cu care vine în contact. Datorită legăturii de hidrogen, molecula de apă nu se comportă ca neutră, din punct de vedere electric, cu toate că sarcinile electrice ale ionilor de hidrogen și oxigen sînt egale; ea se comportă ca un dipol.

Legătura de hidrogen apare ca o valență secundară a atomului de hidrogen care se manifestă în raport cu atomi puternic negativi, atunci cînd valența principală îl leagă, de asemenea, cu un atom puternic negativ. Energia legăturii de hidrogen este de regulă de 5—10 kcal/mol, deci mult mai mică decît energia legăturilor ionice sau covalente.

Datorită legăturilor de hidrogen moleculele de apă nu sînt complet libere, ci sînt asociate constituind un fel de moleculă gigant de mărimea vasului. Din această cauză, apa este una din puținele substanțe care în stare lichidă are o densitate mai mare dedît în stare solidă și care prezintă densitatea maximă la cîteva grade (3,98°C) deasupra punctului de îngheț.

Structura deosebită a apei are consecințe asupra vîscozității, constantei dielectrice și conductivității electrice, ale sistemului.

Coeficientul de vîscozitate dinamică al apei scade sensibil cu creșterea temperaturii astfel încît la 100°C apa are o vîscozitate de aproape șase ori mai mică decît la 0°C. În schimb, presiunea influențează în măsură mult mai mică vîscozitatea apei.

O altă consecință a polarității moleculei de apă este marea solubilitate a electroliților în apă.

Gradul de hidratare al ionilor se poate aprecia cu ajutorul energiei de hidratare, adică a energiei care se degajă atunci cînd un ion trece din vid în apă curată. Intensitatea fenomenului de hidratare este direct proporțională

cu valența și invers proporțională cu raza ionilor. Pentru ioni de aceeași valență energia de hidratare scade pe măsură ce crește raza ionului.

După energia de hidratare, cationii care se întîlnesc mai frecvent în apă pot fi așezați în următoarea ordine:

$$Li > Na > K > Mg > Ca > Al > Fe$$

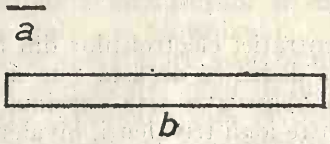


Fig. 3.6. *Particule argilcase tipice:*
a — montmorillonit, 1000 Å și 10 Å grosime; *b* — caolinit, 10 000 Å și 1000 Å grosime.

Formarea și constituția stratului difuz. În fig. 3.6. se prezintă, aproximativ la scară, o particulă de montmorillonit și una de caolinit. În fig. 3.7 este reprezentată cîte o porțiune din suprafețele laterale ale acestor particule, cu precizarea pozițiilor sarcinilor necompensate. O particulă de montmorillonit conține aproximativ 14 000 ioni monovalenți înlocuibili, iar una de caolinit aproximativ 4 000 000.

Dacă ambele particule sînt cufundate în apă atunci suprafețele acestora vor fi hidratate. În același timp se produce și hidratarea cationilor înlocuibili (interstițiali). Dacă se consideră Na ca ion înlocuibil, atunci trebuie remarcat că raza acestuia în condiții nehidratate este de 0,98 Å iar după hidratare raza complexului apă + sodiu este de cca 7,8 Å. Din fig. 3.7, făcută aproximativ la scară, se constată că după hidratare ionul sodiu este mult prea mare pentru a mai putea forma un strat monoionic, chiar dacă am admite că „particulele" sînt lipite. În această situație, ionii înlocuibili se vor deplasa

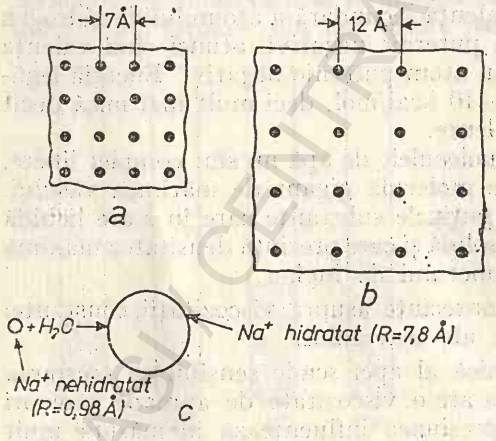


Fig. 3.7. *Suprafața particulelor și poziția ionilor înlocuibili*
a — Suprafața caolinitului uscat și innii de sodiu; *b* — suprafața montmorillonitului uscat și ionii de sodiu; *c* — hidratarea ionilor de sodiu

spre exterior pînă ating o poziție de echilibru relativ. Noua lor poziție este rezultatul acțiunii a două tipuri de forțe: atracția electrostatică exercitată de suprafața mineralului și forțele de hidratare care tind să-i îndepărteze. Urmare a acestui mecanism, după cufundarea în apă, în jurul particulelor minerale se formează un strat difuz, numit, prin analogie cu teoria Gouy-Chapman, strat dublu.

În fig. 3.8 sînt prezentate, cele două particule minerale împreună cu stratul de apă absorbită. La o distanță de cca 400 Å (față de suprafața mineralului) concentrația ionilor de sodiu este similară cu cea a „apei libere din pori". Se consideră că grosimea stratului difuz este dată de punctul pînă la care se mai resimte acțiunea deficitului de sarcini de la suprafața particulei.

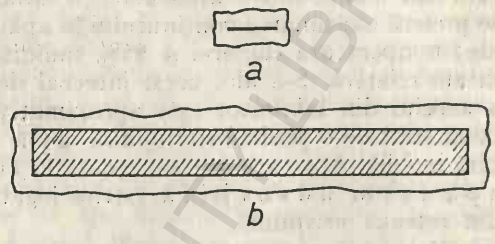


Fig. 3.8. *Particule argiloase cu apă și ioni:* *a* — Na — montmorillonit; *b* — Na—caolinit

În fig. 3.9 se indică, calitativ, variația concentrației ionului de sodiu și a potențialului electric în cadrul stratului difuz.

În exemplificarea anterioară (fig. 3.7) s-a folosit ca ion înlocuibil sodiul. Ionii adsorbiți de particulele argiloase pot fi de multe tipuri. Dacă, de exemplu, se adaugă o soluție de $CaCl_2$, Ca va înlocui Na. O asemenea reacție va conduce la disiparea unei părți din stratul difuz (reducerea grosimii stratului difuz), fenomen important pentru formarea proprietăților sistemului. Există cîteva principii generale care guvernează rata și sensul reacțiilor chimice; dintre acestea, cele mai importante sînt valența ionilor înlocuibili, în comparație cu cei din soluție și concentrația ionică a apei din pori.

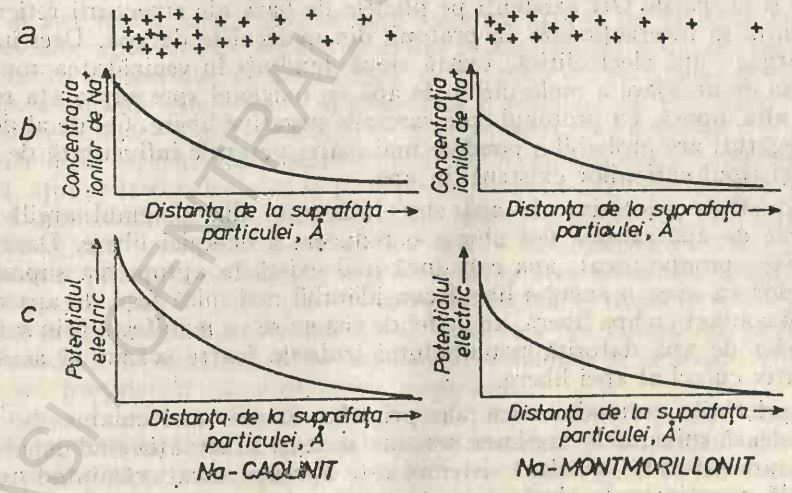


Fig. 3.9. *Poziția ionilor de sodiu adsorbiți în cadrul stratului difuz* (după W. Lambe și R. Whitman, 1969).

Tipuri de apă adsorbită și principalele ei proprietăți. Este binecunoscut faptul că, chiar uscate la 110°C, argilele mai conțin compuși ai hidrogenului care sînt eliminați la temperaturi mult mai mari. În cazul argilelor illitice, de exemplu, hidrogenul există cel puțin sub următoarele forme: H_2O (adsor-

bită), H_3O^+ (axonium) și OH^-. Prezența ultimelor două forme se deduce direct din formula structurală a illitului. Vom numi „apă din pori" moleculele de tip H_2O în asociații normale (aici nu se face distincție între apa liberă din pori și apa capilară). O parte din apa existentă în argile nu poate fi eliberată prin eforturi mecanice uzuale dar este pierdută prin încălzire moderată sau uscare într-o atmosferă cu umiditate relativ scăzută. Convențional, se preferă exprimarea conținutului în apă al unei roci între două situații extreme: temperatura camerei și 96% umiditate relativă; și 110°C și 0,6% umiditate relativă. S-a ales acest interval deoarece la 110°C umiditatea relativă a aerului din laborator este aproximativ 0,6%. Apa eliminată între aceste două stări de o probă este numită apă higroscopică sau apă adsorbită mobilă. Apa care nu este cedată la 110°C (și 0,6% umiditate) este numită apă ferm adsorbită (strîns legată). H_3O^+ și OH fac parte integrantă din rețeaua cristalină.

Numeroși cercetători propun ca apa ferm adsorbită să fie inclusă în conceptul de mineral. Această ultimă concepție constituie baza cîtorva ipoteze asupra proprietăților mecanice ale sistemului apă-argilă.

După cum s-a arătat, cele mai importante caracteristici ale apei rezultă din existența unui număr mare de legături de hidrogen. Orice schimbare a numărului legăturilor de hidrogen atrage după sine importante modificări ale proprietăților apei.

Existența ionilor în apă și pe suprafața particulelor minerale influențează comportarea moleculelor de apă. Oxigenul are tendința să interacționeze cu sarcinile pozitive de la suprafața mineralului (existente în special pe muchii și colțuri) și cu cationii din vecinătate (prezenți în soluție). Pe de altă parte, oxigenii și grupările OH existenți pe planele de bază ale structurii reticulare au tendința să interacționeze cu protonii din moleculele de apă. Deci în sistemul argilă—apă electrolitică, există două tendințe în vecinătatea mineralelor: una de aranjare a moleculelor de apă cu oxigenul spre suprafața mineralelor; alta, opusă, cu protonul spre sarcinile negative libere. Cel de al doilea tip de legături are probabil o pondere mai mare, puternic influențată de conținutul și tipul cationilor existenți în apă.

Cînd strate succesive de apă sînt înlăturate din sistemul argilă-apă, moleculele de apă rămase vor obține o reducere a energiei libere. Dacă sistemul este aproape uscat, apa care încă mai există în apropierea suprafeței mineralelor va avea o energie liberă considerabil mai mică față de apa obișnuită. În contact cu apa liberă, un astfel de sistem se va manifesta prin sorbția moleculelor de apă datorită potențialului izobaric foarte scăzut al acestuia comparativ cu cel al apei libere.

Proprietățile termodinamice ale primelor strate moleculare de apă care bordează mineralele argiloase nu sînt aceleași în situația cînd depozitele sînt în stare saturată sau dacă sistemul este aproape uscat, rămînînd numai o peliculă practic moleculară de apă.

Studiul apei adsorbite la suprafața mineralelor argiloase este de un considerabil interes nu numai pentru geologia inginerească dar și pentru înțelegerea mecanismului transportului sedimentelor și efectelor diferitelor tipuri de reacții chimice care se produc în depozite naturale. Ceramica, pedologia, sedimentologia, geomecanica și fizica coloizilor sînt domenii în care lămurirea acestor probleme este de o deosebită importanță.

Este în general acceptat că vîscozitatea fazei lichide din argile diferă de aceea a apei normale. În prezent nu există o tehnică care să permită determinarea directă a vîscozității stratelor subțiri de apă adsorbită la suprafața mineralelor. Există însă posibilitatea estimării indirecte pe baza legăturii existente între coeficientul de difuzie și vîscozitatea unui lichid, în condiții date. Folosindu-se acest procedeu, s-a dedus că vîscozitatea medie a apei este de 24 cP la un conținut în apă de 30% și 153 cP la 10% conținut în apă. Prin extrapolarea curbei care indică variația vîscozității medii în funcție de umiditate, se ajunge la valori foarte mari ale vîscozității în apropierea suprafeței mineralului. În același timp, în stare de saturare, o mare parte a apei libere din pori are o vîscozitate apropiată de cea normală.

Constatarea după care vîscozitatea apei în apropierea suprafeței mineralului crește, este suportul opiniilor că apa adsorbită reprezintă „liantul" responsabil de coeziunea argilelor. Această ipoteză nu poate explica de ce cationii absorbiți pot avea un rol foarte important asupra rezistenței argilelor pentru un conținut dat în apă. Dificultățile cresc odată cu constatarea că în timp ce cantitatea de apă adsorbită și vîscozitatea acesteia au variații neînsemnate, rezistența la forfecare, de exemplu, se poate modifica considerabil cînd tipul sau concentrația cationilo adsorbiți se modifică.

Conținutul în apă al depozitelor argiloase reprezintă o expresie a echilibrului relativ dintre tendința sistemului de a reține apa și tendința de eliminare a acestuia sub efectul eforturilor exterioare. În argilele puternic dispersate, eforturile normale pot fi transmise de la o particulă la alta prin intermediul stratului de apă adsorbită care le separă. Prin creșterea presiunii exterioare, spațiul dintre particule se micșorează. Pentru un model simplificat al sistemului argilă-apă, în care toate particulele de Na-montmorillonit sînt așezate aproximativ paralel și avînd planele bazele normale pe direcția de aplicare a efortului de consolidare, G. H. Bolt, (1956) ajunge la concluzia că apa adsorbită este practic eliminată la o presiune de cca 5 600 kg/cm^2. Rezultate similare a obținut Van H. Olphen (1963) care a încercat să elimine ultimele două straturi moleculare de apă din vermiculit și Ca-montmoriilonit. Astfel, ajunge la concluzia că la 25°C presiunea necesară este de 1200 kg/cm^2 pentru stratul secund, și 5 000 kg/cm^2 pentru primul strat la vermiculit, și 2 400 kg/cm^2 și respectiv 5 200 kg/cm^2 la Ca—montmorillonit. Prin creșterea temperaturii energia necesară pentru evacuarea apei adsorbite se micșorează (pentru vermiculut, la 50°C, sînt necesare 640 kg/cm^2 și respectiv 4300 kg/cm^2). De aici derivă concluzia, confirmată de realitatea din natură, că pentru aceleași condiții de eforturi, rocile argiloase consolidate la o temperatură mai mare au proprietăți fizico-mecanice superioare.

În cazul sedimentelor floculate, cînd particulele au puncte de contact efectiv în situația inițială, transmiterea eforturilor (și consolidarea) se realizează printr-un proces complex de mărire a suprafețelor de contact concomitent cu evacuarea unei părți din apa adsorbită.

Legătura dintre volumul apei adsorbite și suprafața specifică. Pentru a ilustra importanța deosebită a mărimii particulelor (suprafeței specifice) asupra cantității de apă adsorbită se prezintă, pentru cîteva minerale argiloase tipice, conținutul în apă corespunzător unui strat de 5Å (aproximativ două straturi moleculare de apă). Astfel, argilele illitice saturate, cu suprafețe specifice de cca 100 m^2, conțin cca 50% apă din care numai cca 5% este

adsorbită. Pentru argilele caolinitice, cu o umiditate la saturația similară, conținutul în apă absorbit este și mai redus, Pe de altă parte, pentru o argilă montmorillonitică, cu o suprafață specifică de cca 1000 m^2, aproape întreaga apă conținută în pori, în stare saturată, face parte din stratul difuz care înconjoară particula minerală.

Există și alte minerale care au proprietatea de a lega o cantitate relativ mare de apă. Cel mai comun dintre acestea este halloisitul. Astfel, depozitele care-l conțin în cantități mari au umiditatea naturală mai mare și greutatea volumetrică în stare naturală mai mică comparativ cu valorile obișnuite. Argilele conținînd halloisit au fost folosite cu succes în miezurile de impermeabilizare ale barajelor de pămînt; după compactare au rezultat greutăți volumetrice mici (aproximativ jumătate din valorile uzuale pentru argilele compactate) pentru un conținut în apă de 30—50% (valori practic duble față de cele curente). Cîteva exemple de asemenea comportări neobișnuite au fost date de Lambe și Martin (1953 și 1957).

3.3.5. Forțele de interacțiune dintre particulele minerale. Floculare și dispersia

Dacă două particule minerale sînt aduse în apropiere este evident că ele se vor interinfluența. Deoarece fiecare particulă este electric negativă vor apare forțe de respingere. Aceste forțe sînt asemănătoare cu cele dintre două bare magnetice aduse în apropiere cu același pol. Deoarece sarcinile negative ale particulelor sînt balansate prin cationii din cadrul stratului difuz, *forțele de respingere sînt puse în evidență cînd stratele difuze ale particulelor intră în contact* (distanța dintre particule să fie mai mică decît dublul grosimii stratului difuz). Rezultă că *orice schimbare a sistemului apă-argilă, care conduce la reducerea grosimii stratului difuz, atrage după sine micșorarea distanței la care sînt puse în evidență forțele de respingere.* Cea mai mare parte a cationilor înlocuibili se găsesc în vecinătatea suprafeței particulelor. Natura ionilor existenți în cadrul stratului Stern determină esențial comportarea sistemului. Unii ioni, cum ar fi cei ai metalelor alcaline și alcalino-teroase (și ionul hidroniu), au legături slabe și sînt ușor înlocuibili (au potențialul de polarizare redus). Fierul bi- și trivalent, aluminiul și thoriul sînt puternic fixați de mineral; prezența acestor cationi va reduce constant sarcina particulei coloidale și, ca urmare, forțele de respingere se vor reduce în așa măsură încît sistemul capătă proprietăți specifice materialelor inactive, neargiloase.

În fig. 3.10 se prezintă calitativ influența diferitelor caracteristici ale sistemului asupra forțelor de respingere. Valoarea forțelor de respingere se micșorează după o regulă exponențială odată cu creșterea distanței dintre particule. La o concentrație electrolitică importantă (corespunzătoare, de exemplu, mediului marin), pentru o distanță dată dintre particule, forțele de respingere vor avea valori substanțial mai mici comparativ cu situația existentă în apele sălcii sau dulci (de natură continentală). Concentrația în electroliți a fazei apoase și natura (tipul) cationilor disociați sînt factori importanți în aprecierea valorii forțelor de respingere, pentru o distanță dată dintre particulele minerale.

Faptul că flocularea spontană se produce în aproape toate suspensiile argiloase indică că există forțe de atracție între minerale suficient de puternice pentru a depăși repulsia dintre stratele difuze. Deși forțele Van der Waals, prin natura lor, sînt slabe, este dovedit că ele sînt importante atunci

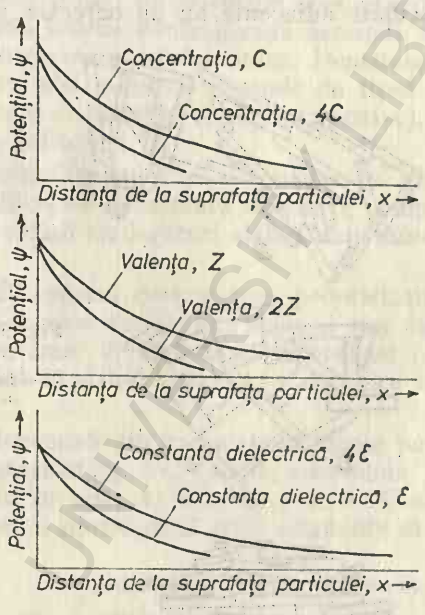


Fig. 3.10. *Efectul modificării proprietăților sisiemului asupra* grosimii stratului difuz (după W. Lambre și R. Whitman, 1969)

cînd distanța dintre particulele argiloase este de ordinul 10—20 Å; aceste forțe pot constitui o parte importantă din atracția naturală dintre particule. Importanța acestui tip de forțe rezidă din caracterul lor adeziv. Considerațiile făcute anterior duc la concluzia că trebuie luate în considerare și forțele electrostatice de atracție în punctele de contact dintre planele cristalografice ale unui mineral (care sînt electric negative) și colțurile sau muchiile altuia (care pot fi electric pozitive). Forțele de respingere sînt puternic dependente de natura și concentrația ionilor (cationilor) din faza apoasă; forțele Van der Waals sînt practic independente de concentrația în electroliți a apei din pori.

În afara efectelor datorate stratului difuz și forțelor de atracție, între particule și mediul înconjurător există o interinfluență de natură osmotică. Concentrația cationilor adsorbiți, comparată cu concentrația ionilor din restul fazei apoase, determină mărimea și direcția presiunii osmotice.

Prin compararea valorilor forțelor de respingere și atracție, pentru o distanță dată, se obține p o t e n ț i a l u l n e t (rezultant).

Dacă rezultanta forțelor de interacțiune este de atracție, particulele minerale au tendința să se apropie și devin atașate (floculare). Dacă rezultanta netă este o forță de respingere apare fenomenul de dispersie. Deoarece forțele de respingere sînt în mare parte dependente de caracteristicile sistemului, flocularea sau dispersia sînt puternic influențate de grosimea stratului difuz prin mecanismul descris anterior. Tendința de floculare este, de regulă, cauzată de mărirea unuia sau mai multora din următorii factori: concentrația în electroliți, valența cationilor adsorbiți, temperatura, sau de descreșterea

unuia sau mai multora din următorii factori: constanta dielectrică a mediului, mărimea ionilor hidratați, *p*H-ul cantitatea anionilor adsorbiți.

În fig. 3.11 este ilustrat aranjamentul particulelor pentru trei situații caracteristice. Cînd concentrația în săruri este mare (mediu marin) particulele floculate adiacente au un oarecare grad de paralelism reciproc (strat

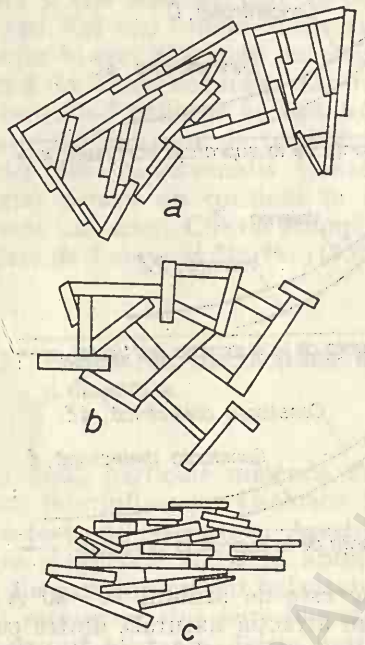


Fig. 3.11. *Structuri schematice ale sedimentelor.*
a — floculate în mediu marin; *b* — floculate în mediu lacustru; *c* — dispersate.

difuz de grosime mică, forțe de atracție puternice). Odată cu micșorarea salinității, grosimea stratului difuz crește, particulele au tendința să devină perpendiculare deoarece atracția este acum în special de natură electrostatică (colț-față sau muchie-față). În sedimentele în stare de dispersie, particulele au puține puncte de contact și un paralelism avansat.

3.3.6. Explicarea principalelor proprietăți fizico-mecanice ale rocilor argiloase

Plasticitate și umflare-contracție. Proprietățile plastice ale sistemului argilă-apă sînt cele mai reprezentative și probabil că cele mai multe din celelalte proprietăți ale argilelor decurg din originea fundamentală a plasticității.

Goldschmidt a dovedit că proprietățile tipice ale argilelor și, în principal plasticitatea, depind de interacțiunea dintre apă și mineralele argiloase microcristaline de formă plată. El descoperă că dacă lichidul folosit nu este polar (ex. tetraclorura de carbon), proprietățile plastice ale sistemului dispar. Se ajunge la concluzia că plasticitatea argilelor este o consecință a interacțiunii dintre particulele minerale (argiloase), cu structură și proprietăți specifice, și „filmul" de apă adsorbită. Datorită momentului dipolar specific molecu-

lelor de apă, acestea constituie un „liant slab", suficient însă pentru a conferi sistemului caractere plastice. Această explicație simplistă este valabilă pentru cazul cînd apa conținută în depozitele argiloase ar fi lipsită de electroliți. Prezența acestora, după cum s-a dovedit anterior, determină modificări radicale în structura și grosimea stratului difuz; proprietățile apei adsorbite sînt și ele schimbate. Cationii prezenți în soluție neutralizează sarcinile negative de la suprafața mineralelor prin formarea stratului Stern. Densitatea cationilor în vecinătatea suprafeței particulei minerale depinde de tipul mineralului (de valoarea suprafeței specifice și de deficitul de sarcini pozitive), precum și de natura și concentrația ionilor adsorbiți.

La mineralele de tipul montmorillonitului și vermiculitului (minerale cu rețea expandabilă), sarcinile pachetelor elementare sînt mici, compensarea acestora făcîndu-se prin ioni interstițiali cu legături slabe; sînt minerale cu o mare capacitate de schimb.

Natura cationilor adsorbiți influențează determinant proprietățile sistemului: metalele alcaline și alcalino-teroase au legături slabe și sînt ușor înlocuibile; Fe, Al și Th se fixează puternic de suprafața mineralelor (chiar la cele cu rețea expandabilă), sistemul căpătînd proprietăți specifice materialelor inactive, neargiloase,

Pornind de la constatarea că depozitele fin granulare-argiloase pot exista în oricare din cele patru stări prezentate în fig. 3.12 (solidă, semisolidă, plastică și lichidă), în funcție de conținutul în apă, A. Atterberg și A. Casagrande (1948) au propus ca exprimarea limitei dintre două stări adiacente să se facă

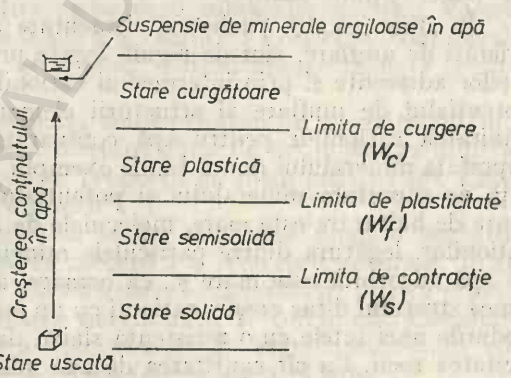


Fig. 3.12. Semnificația limitelor lui Atterberg.

prin intermediul umidității probei în acel moment. Astfel, au rezultat parametrii cunoscuți în literatură sub numele de l i m i t e l e l u i A t t e r b e r g Deși precizarea practică a stării fizice a unei probe corespunzătoare situației de graniță dintre două stări adiacente are un caracter convențional-empiric, limitele lui Atterberg s-au dovedit foarte folositoare în caracterizarea situației naturale, a stării de consistență a depozitelor analizate și în aprecierea calitativă globală a structurii mineralelor argiloase componente.

Anterior, s-a arătat că există o relație directă între volumul de apă adsorbită și potențialul de hidratare a cationilor din soluție. În același timp, pentru rețelele neexpandabile, de tip caolinit, limita de lichefiere este invers proporțională cu energia de hidratare (tabelul 3.6).

Tabelul 3.7

Dependența dintre gradul de consolidare și factorul de timp.

$U\%$	0	10	15	20	25	30	35	40	45	50
T_t(ec. 10)	0,000	0,008	0,018	0,031	0,049	0,071	0,096	0,126	0,159	0,197
T_p(ec. 11)	0,000	0,008	0,018	0,031	0,049	0,071	0,096	0,126	0,159	0,197

$U\%$	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100
T_t(ec. 10)	0,238	0,287	0,342	0,405	0,477	0,565	0,684	0,848	1,127	∞
T_p(ec. 10)	0,238	0,284	0,332	0,386	0,443	0,504	0,56	0,638	0,710	0,789

O altă modalitate de a exprima influența diferiților cationi absorbiți o constituie considerarea puterii de polarizare a acestor. Puterea de polarizare a cationilor se mărește odată cu creșterea numărului atomic și al valenței (legea Shulze-Hardy).

În stare uscată, pachetele elementare ale mineralelor argiloase, cu proprietăți de umflare, sînt de regulă legate prin valențele secundare ale suprafețelor adiacente și prin intermediul cationilor înlocuibili. În contact cu apa, potențialul de umflare al structurii elementare depinde în primul rînd de afinitatea cationilor pentru apă comparativ cu afinitatea acestora pentru suprafața mineralului (ionul Li, de exemplu, are puterea de polarizare minimă față de suprafața mineralului și potențialul de hidratare maxim). Dacă tendința de hidratare este mare, moleculele de apă vor forma aglomerări în jurul cationilor, legătura dintre particulele minerale fiind mult slăbite. Cantitatea de apă adsorbită este mare și, ca urmare, apar fenomenele de umflare. Grosimea stratului difuz crește, cationii cu un mare potențial de hidratare formînd nodurile unei rețele cu o rezistență slabă, dar suficientă pentru a asigura plasticitatea rocii. Cu cît cantitatea de apă adsorbită crește, grosimea stratului difuz se mărește și rezistența acestuia scade; distanța dintre particulele minerale crește și, ca urmare, efectul forțelor de atracție se diminuează. Atunci cînd între particule apare un film de „apă liberă", neînfluențată de particulele minerale, apare curgerea. Cu cît cationii adsorbiți au un potențial de hidratare mai mare cu atît cantitatea de apă adsorbită va fi mai mare, domeniul de plasticitate (indicele de plasticitate) va fi mai larg, curgerea apărînd mai tîrziu. Se deduce că odată cu creșterea potențialului de umflare al rețelei se mărește și limita de lichefiere.

Ionii cu o mare putere de polarizare (Al, Fe etc.) au o mai mare afinitate pentru suprafața mineralului decît pentru apă; odată adsorbiți ei „se lipesc" de suprafață și neutralizează dificitul de sarcini pozitive, fiind foarte greu înlocuibili. Moleculele de apă nu-i poate disloca; rezultă un strat difuz

relativ stabil și de grosime mică. În aceste condiții sistemul își pierde proprietățile expandabile.

Datele prezentate în tabelul 3.3 indică că, pentru mineralele cu rețele neexandabile, limita de lichefiere se micșorează odată cu creșterea hidratabilității cationilor adsorbiți (relație inversă față de cazul anterior). Neconcordanța cu raționamentul de mai sus este numai formală. La asemenea minerale, în stare aproape saturată, numai o mică cantitate din apa adsorbită este imobilizată la suprafața acestora. În asemenea condiții, prezența în exces a cationilor cu potențial mare de hidratare determină reducerea rapidă a atracției dintre particule, prin tendința acestora de a atrage moleculele de apă și, ca urmare, reducerea limitei de lichefiere.

Datorită caracterului convențional-empiric al limitelor lui Atterberg ele sînt folosite în caracterizările calitativ-globale ale depozitelor argiloase; este dificil de găsit relații cantitative directe între valorile acestora și caracteristicile deosebit de complexe ale sistemului argilă-apă.

Deoarece suprafața specifică este direct influențată de granulometria materialului, este de așteptat ca și cantitatea de apă adsorbită să fie în relație directă cu conținutul în material argilos. Pe această bază Skempton (1953) definește parametrul numit „activitatea argilelor" A_c (vezi relația 3.50)

Valorile obținute pentru acest parametru ajută la precizarea (separarea) cauzelor care determină comportamentul diferitelor tipuri de depozite argiloase. De exemplu, dacă conținutul în material pelitic este relativ același în depozite diferite este probabil că diferența în comportament, transmisă în valoarea lui A_c, se datorește altor cauze decît suprafeței specifice. Valorile lui A_c sînt cuprinse de regulă între 0,3 și 1,5. Odată cu creșterea conținutului în montmorillonit valorile lui A_c se măresc, putînd ajunge la 6—7 (pentru Na-montmorillonit).

În fig. 3.44 se prezintă dependența dintre conținutul în material fin și indicele de plasticitate pentru cîteva terenuri naturale (*a*) și pentru minerale argiloase curate amestecate în diferite proporții cu nisip cuarțos (*b*). Cifrele din paranteză indică „activitatea argilelor".

Sensitivitatea argilelor. Majoritatea rocilor argiloase pierd o parte din rezistența la forfecare prin deranjarea mecanică a structurii naturale. În fig. fig. 3.13 se prezintă curbele efort (de forfecare) — deformație pentru o probă de argilă normal consolidată, în stările netulburată și tulburată. Conținutul în apă al probei în cele două teste a fost identic. În stare netulburată rezistența la forfecare este de 3,7 tf/m² iar după frămîntare 0,49 tf/m².

Terzaghi (1944) a definit sensitivitatea argilelor prin raportul:

$$S = \frac{\textit{Rezistența la forfecare în stare netulburată}}{\textit{Rezistența la forfecare în stare tulburată}}$$

Pentru cazul considerat în fig. 3.14, $S = 7{,}6$.

A. W. Skempton și R. D. Northey (1952) propun clasificarea argilelor din punct de vedere al sensitivității astfel:

$S = 1$ — argile nesensitive;
$1 < S < 2$ — argile puțin sensitive (cu sensitivitate mică);
$2 < S < 4$ — argile cu sensitivitate medie;
$4 < S < 8$ — argile sensitive;
$8 < S < 16$ — argile cu sensitivitate mare
$16 < S$ — argile cu sensitivitate foarte mare (curgătoare)

Pentru argilele normal consolidate sînt puține exemple de sensitivitate mică. Sensitivități de 2—4 sînt foarte des întîlnite printre rocile argiloase normal consolidate. Sensitivități de 4—8 (argile sensitive) sînt de asemenea destul de frecvente.

Semnificațiile practice ale fenomenului de reducere a rezistenței la forfecare a rocilor argiloase, în urma frămîntării, sînt, desigur, considerabile.

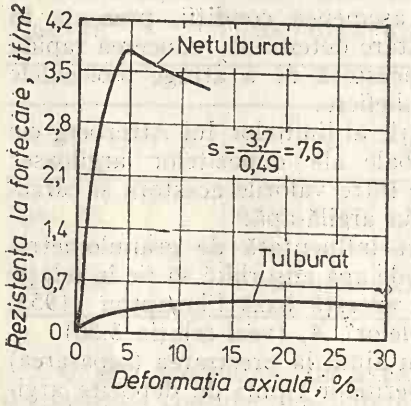


Fig. 3.13. Curbe efort—deformație pentru o argilă sensitivă tipică (după W. Skempton și R. D. Northev, 1952)

Efectele deranjamentelor produse prin baterea piloților, funcționarea fundațiilor sarcinile dinamice, efectul recoltării și transportului probelor pentru testele de laborator, sînt numai cîteva domenii în care sensitivitatea rocilor argiloase poate avea urmări importante.

Literatura publicată înregistrează exemple de depozite argiloase extrasensitive și argile curgătoare (quick-clays) numai în Scandinavia, regiunile subpolare de U.R.S.S., coastele atlantice și pacifice ale Canadei și în Noua Zeelandă. Cu siguranță că asemenea tipuri de roci se întîlnesc în multe alte zone ale pămîntului, ele fiind încă insuficient studiate. O categorie specială a argilelor extrasensitive o constituie „argilele curgătoare" care, prin frămîntare, se transformă într-o masă fluidă. Asemenea depozite sînt responsabile de numeroase alunecări de teren cu formă și dinamică specifică.

Cunoștințele existente arată că pentru explicarea sensitivității trebuie luați în considerare patru factori: compoziția mineralogică, cu referire specială asupra mineralogiei fracțiunii pelitice, distribuția granulometrică, tixotropia și stabilitatea microstructurii.

Există suficiente date pentru a demonstra că compoziția mineralogică și distribuția granulometrică nu au o semnificație majoră în explicarea sensitivității înalte, cu observația că fenomenul este caracteristic pentru argile și argile prăfoase. I. Th. Rosenqvist (1966) dovedește că nu există diferențe notabile între compoziția mineralogică și distribuția granulometrică a unor argile curgătoare din Scandinavia și ale argilelor cu sensitivitate medie din Canada.

Tixotropia. Termenul de t i x o t r o p i e este folosit pentrn definirea procesului de înmuiere a argilelor produs prin agitare mecanică sau frămîntare, în timp materialul revenind la starea inițială de consistență, fără intervenții exterioare.

În fig. 3.15 se prezintă variația potențialului (energiei) de respingere sau de atracție, cu distanța dintre particule, pentru trei situații caracteristice. Situația energetică din gelurile tixotropice este exprimată de zona de minim

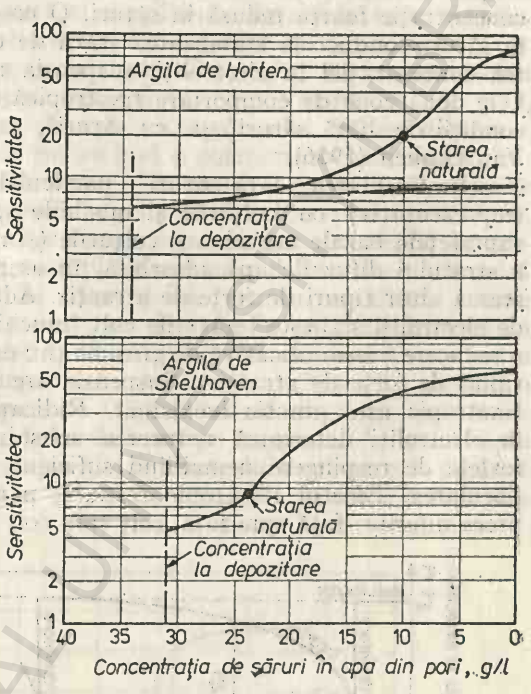


Fig. 3.14. Creșterea sensitivității odată cu micșorarea concentrației în săruri. (după A. W. Skempton și R. D. Northev. 1952).

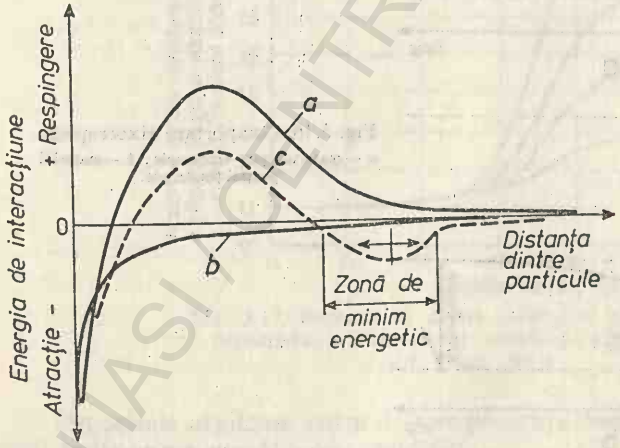


Fig. 3.15. Variația potențialului net cu distanța dintre partioule, pentru suspensii dispersate:
a — floculate *b* și *c* — tixotropice (după K. Mitchell, 1960)

(potențial de atracție maxim) de pe curba *c*. Se observă că orice modificare care tinde că scoată sistemul din situația energetică (relativă) de minim va duce la îndepărtarea reciprocă a particulelor minerale; gradul de consistență al sistemului se micșorează.

În majoritatea situațiilor există două zone distincte de comportare tixotropică a materialelor argiloase. Prin studiul a diferite suspensii cu un conținut constant de minerale argiloase s-a constatat că, prin creșterea concentrației în electroliți a fazei apoase, efectul tixotropic apare mai întîi la o concentrație foarte redusă în săruri. O creștere neînsemnată a concentrației în săruri conduce la stabilizarea stării de dispersie. Mai departe, prin mărirea concentrației în electroliți, suspensia recapătă proprietățile tixotropice. Cele două zone de comportare tixotropică corespund stărilor de floculare în condiții de „fără săruri" și „cu săruri", astfel descrise de Lambe, (1958) și Van Olphen (1956).

În flocularea „fără săruri", particulele minerale sînt probabil așezate (reprezentativ) cu colțurile și muchiile spre fețe, datorită atracției dintre suprafețele bazale negative și colțurile (și muchiile) pozitive. Grosimea mare a stratului difuz de apă adsorbită, în asemenea condiții, împiedică manifestarea altor tipuri de forțe de atracție. Adăugarea unei cantități foarte mici de electroliți slăbește legăturile colț (muchie) — față, iar stratul difuz suferă o reducere nesemnificativă de grosime (nu este încă posibilă manifestarea altor tipuri de forțe de atracție). Suspensia are tendința să disperseze, iar efectul tixotropic este practic inexistent. Ridicarea în continuare a concentrației în electroliți determină reducerea substanțială a grosimii stratului difuz, forțele de respingere nemaifiind suficient de puternice pentru a împiedica flocularea. Efectul tixotropic reapare, particulele putînd avea poziții reciproce diferite: față spre față, colț spre colț și colț spre față.

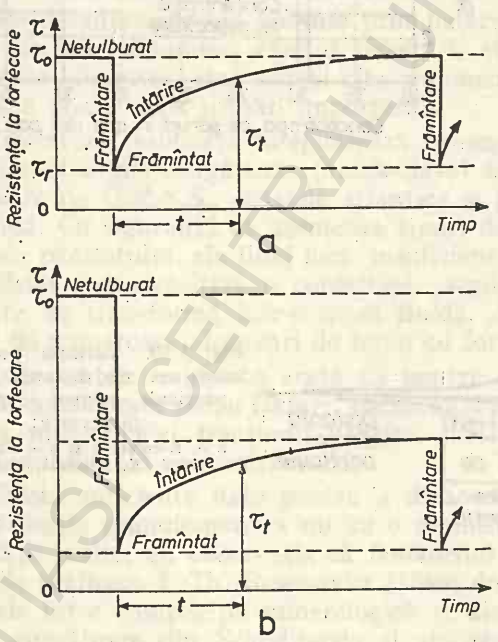


Fig. 3.16. Comportare tixotropică:
a — material pur tixotropic; *b* — material parțial tixotropic.

Proprietățile unui material pur tixotropic sînt prezentate în fig. 16, *a*. În situație netulburată, la o anumită viteză de aplicare a efortului de forfecare, se obține rezistența la forfecare τ_0. Cînd testul este executat cu aceeași rată de încercare, dar pe un material frămîntat, rezistența este τ_r. Dacă

materialul frămîntat este lăsat în repaus, fără a fi impusă o schimbare a porozității sau chimismului apei din pori, rezistența la forfecare determinată după timpul t, va fi τ_t. Frămîntînd materialul se ajunge din nou la valoarea τ_r. Prin repetarea experienței, cu diferite intervale între frămîntare (agitare) și testare, se obține o curbă de tipul celei din fig. 3.16 *a*.

Sensitivitatea (tixotropică) naturală este $S = \tau_0/\tau_r$, iar sensitivitatea după perioada de întărire tixotropică t este $S_t = \tau_t/\tau_r$. Valorile τ_0, τ_r și τ_t depind, în mod evident, de viteza de aplicare a efortului de forfecare.

Cele mai multe argile naturale nu au însă o comportare pur tixotropică. În asemenea situații, rezistența în stare frămîntată a majorității argilelor poate fi explicată numai în parte prin fenomenul de tixotropie (fig. 3.16, *b*).

Seed și Chan (1957) au studiat influența combinată a umidității și deformației axiale (verticale) asupra intensității fenomenului de întărire tixotropică (după o săptămînă) — fig. 3.17. Se observă că pentru umidități reduse ($< 16{,}5\%$) efectul tixotropic este redus și nu depinde de valoarea deformației axiale. Există părerea (Leonard, 1955) că efectul tixotropic este foarte redus sau chiar inexistent odată cu atingerea limitei de plasticitate. La umidități apropiate de cea optimă de compactare (17,5%) există diferențe mari între efectul tixotropic în funcție de valoarea deformației verticale. Acest exemplu întărește observația că posibilitatea apariției fenomenului de tixotropie depinde de structura inițială și conținutul în apă al depozitelor, pentru o compoziție chimică dată.

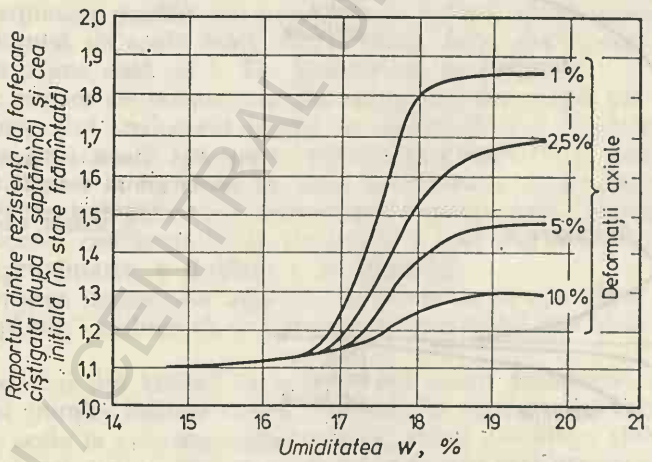


Fig. 3.17. Dependența dintre rezistența la forfecare a depozitelor tixotropice și umiditate (după B. Seed și C. Chan, 1957).

Depozitele argiloase naturale vor prezenta comportări tixotropice atunci cînd îndeplinesc următoarele condiții:

— Valoarea forțelor efective de atracție nu este suficient de mare pentru a nu putea fi depășită de eforturile mecanice exterioare uzuale.

— Forțele de interacțiune dintre particule sînt de o asemenea mărime încît după orice schimbare impusă mecanic din exterior sistemul are tentința să floculeze.

Cînd o rocă tixotropică este frămîntată sau compactată, o parte din energia externă este utilizată pentru dispersarea particulelor lamelare într-un aranjament cvasiparalel și relativ uniform. Aportul de energie din exterior conduce la mărirea energiei interne de respingere a sistemului. Odată cu înlăturarea bruscă a efortului mecanic exterior, forțele de respingere scad sau, altfel spus, forțele de atracție acum depășesc pe cele de respingere. Sistemul are tendința să se rearanjeze corespunzător unui nivel de energie mai coborît. Disiparea energiei interne, în surplus, se poate face prin schimbarea aranjamentului particulelor și modificarea structurii și grosimii stratului difuz. Modificările sînt dependente de timp în funcție de situația concretă existentă. Toate aceste schimbări ale structurii interne se reflectă prin îmbunătățirea proprietăților mecanice ale sistemului.

În fig. 3.18 sînt prezentate curbele care exprimă variația potențialului (energiei) de respingere, de atracție și rezultant (net) pentru două particule, imediat după frămîntare (agitare) și în repaus.

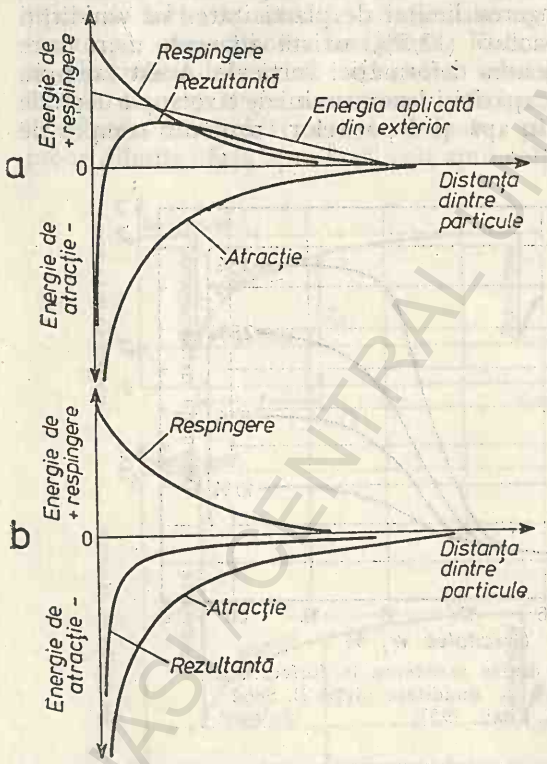


Fig. 3.18. Curbe calitative energie-distanță pentru o argilă tixotropică:
a — dispersie; *b* — floculare (după K. Mitchell, 1960).

Timpul necesar pentru atingerea echilibrului va varia în funcție de „gradul de dezechilibrare al sistemului" și de mobilitatea particulelor care este influențată de conținutul în apă, distribuția granulometrică a materialului, natura mineralogică, forma particulelor, mobilitatea moleculelor de apă din stratul difuz și valoarea efortului efectiv în timpul reconsolidării tixotropice.

Deoarece procesul se produce la volum constant, se apreciază că mișcările particulelor minerale în timpul întăririi tixotropice sînt mici și, în special, de rotire. Se deduce că comportarea tixotropică este un răspuns (natural) al structurii (microstructurii) sistemelor argilă-apă la schimbările produse în starea de eforturi a mediului. Cînd depozitele sînt frămîntate sau compactate se induce un anumit tip de structură cu un grad mai redus sau mai pronunțat de dispersie, compatibilă cu efortul exterior aplicat. La înlăturarea forțelor exterioare materialul rămîne cu un exces de energie internă care este disipată prin rearanjarea particulelor minerale și redistribuirea apei adsorbite, pînă cînd structura ajunge în echilibru cu noua situație a eforturilor exterioare.

Ca efect al reducerii energiei interne a sistemului, în timpul întăririi tixotropice presiunea apei din pori se micșorează; rezistența la forfecare a materialului se mărește.

Fenomenul de tixotropie, poate explica sensitivitatea mică și medie. Comportările extra- și ultrasensitive ale rocilor argiloase nu pot fi explicate prin fenomenul de tixotropie.

Stabilitatea microstructurii. Diferența foarte mare dintre rezistența la forfecare în stare naturală (netulburată) și tulburată nu se poate explica decît prin admiterea existenței în argilele cu sensitivitate importantă a unei microstructuri metastabile care este distrusă prin frămîntare.

Una din cauzele esențiale ale apariției structurilor metastabile, dedusă în urma experiențelor de laborator, și verificată prin numeroase exemple din natură, este procesul prin care concentrația în săruri a apei din porii depozitelor argiloase marine sau estuare este redusă, după depozitare, prin „spălarea" impusă de apele dulci, continentale. Acest efect a fost pus în evidență pentru prima dată de I. Th. Rosenqvist, în 1946.

Efectele majore ale reducerii concentrației chimice a apei din porii depozitelor argiloase sînt: reducerea limitei de lichefiere și a rezistenței la forfecare în stare frămîntată, păstrarea practic neschimbată a conținutului în apă și a rezistenței la forfecare în stare netulburată, creșterea indicelui de lichefiere și a sensitivității. S-a demonstrat experimental (Skempton, 1952) că prin reducerea concentrației în electroliți a apei din pori la jumătate se realizează, aproximativ, o dublare a sensitivității.

Sensitivitatea depozitelor argiloase sedimentate în ape dulci sau a celor marine „nespălate" trebuie să se datorească tixotropiei sau altor cauze încă necunoscute.

Cazul cel mai des întîlnit în natură cînd apare fenomenul de reducere a compoziției chimice inițiale a apei conținută în porii rocilor argiloase (prin spălare) este acela în care depozitele marine, astăzi exondate, sînt în contact cu ape dulci continentale, cantonate în intercalațiile mai prealabile din masa acestora (de obicei nisipoase).

Observațiile de mai sus permit deducerea următoarelor concluzii:

— Sensitivitatea înaltă a depozitelor argiloase poate rezulta prin spălarea parțială sau completă a sărurilor conținute în apa din pori.

— Depozitele argiloase sedimentate în ape dulci și cele marine, care păstrează chimismul inițial al apei din pori, este de așteptat să prezinte o sensitivitate mică și medie, datorită probabil, în cea mai mare parte, fenomenului de tixotropie.

Argilele cu sensitivitate foarte mare (curgătoare) sînt cunoscute în literatura de specialitate sub denumirea de „quick-clays"

(H. Reusch, 1901). Alunecările de teren produse în asemenea roci au caractere specifice; masa de teren se mobilizează instantaneu și atinge viteze mari, caracteristice materialelor fluide.

Sarcina negativă a particulelor minerale poate crește prin adsorbirea anumitor anioni cum ar fi ionul carbonatic din cenușile sodice, unii fosfați sau silicați. Asemenea substanțe sînt folosite curent în laboratoare pentru dispersarea argilelor. Anionii adsorbiți compensează sarcinile pozitive ale particulelor argiloase, plasate în special pe colțuri și muchii, mărind în acest fel electronegativitatea acestora; potențialul forțelor repulsive crește. Acest fenomen va modifica substanțial propietățile mecanice ale sistemului argilă-apă. Astfel, limita de lichefiere a argilelor illitice se reduce aproape la jumătate cînd se adaugă o mică cantitate de $Na_4P_2O_7$ (pirofosfat de sodiu). Prin adăugarea de astfel de săruri putem influența rezistența la forfecare a rocilor argiloase, la un conținut dat în apă, efectul fiind asemănător reducerii salinității normale a apei din pori.

În Suedia, s-a dovedit că modificări în componența compușilor organici din argile, sub acțiunea bacteriilor anaerobe, pot duce la schimbări considerabile în proprietățile argilelor. Pe de altă parte, după cum s-a mai arătat adsorbția ionilor de Fe, Al și Th la suprafața mineralelor argiloase poate avea o influență foarte importantă; acești cationi se leagă ferm de suprafața mineralelor determinînd o reducere constantă a sarcinii particulelor. În asemenea condiții, chiar o spălare completă a sărurilor existente în apa din pori nu conduce la dezechilibrarea sistemului.

Din cele de mai sus se deduce că în natură pot exista, „argile spălate" insensitive, sau de mică sensitivitate, și „argile spălate", ultrasensitive, dar nu pot exista „argile nespălate" de mare sensitivitate. Rezultă că în toate situațiile cauza apariției argilelor ultrasensitive trebuie căutată în elementele care determină creșterea forțelor de respingere dintre stratele difuze, după consolidare. Argilele ultrasensitive au de regulă rezistențe la forfecare în stare naturală mai mari de 1—2 tf/m^2, iar după frămîntare rezistența la forfecare devine mai mică de 1—2% din cea inițială, ceea ce corespunde la sensitivități de 50—100.

Importanța concentrației în electroliți a apei din pori în formarea proprietăților mecanice ale argilelor este dovedită și de faptul că prin adăugarea unei cantități moderate de NaCl într-o pastă fluidă de argilă ultrasensitivă se obține, în timp, un material cu un grad înalt de consistență; limita de plasticitate rămîne practic constantă în timp ce limita de lichefiere are o puternică creștere (stratul difuz „leagă" o cantitate mai mare de apă). Pe de altă parte, dacă se încearcă ridicarea conținutului în NaCl a unei paste obținute din sedimente marine actuale, sau dintr-o argilă normal sonsolidată care păstrează salinitatea inițială a apei din pori, efectul este practic inexistent.

În concluzie sînt de reținut următoarele:

— Tixotropia poate fi cauza sensitivității mici sau medii, dar nu poate explica sensitivitatea înaltă.

— Sensitivitatea înaltă apare în depozite marine în urma reducerii conținutului inițial în electroliți al apei din pori. Este posibil ca cercetările viitoare să pună în evidență și alte cauze ale sensitivității înalte.

— Rocile argiloase supraconsolidate, cu un conținut în apă apropiat de limita de plasticitate, sînt insensitive, deoarece fenomenul de tixotropie

este neglijabil la un asemenea conținut în apă iar prezența unor microstructuri metastabile este puțin probabilă.

Rezistența la forfecare. În paragrafele anterioare s-au făcut referiri la diferiți factori care influențează valoarea rezistenței la forfecare a depozitelor argiloase. Imaginea microstructurii depozitelor argiloase, așa cum a fost prezentată, impune reexaminarea conținutului conceptelor clasice de frecare interioară și coeziune (legea lui Coulomb, 1776).

Frecarea interioară este incontestabil constituită din mai multe părți aferente diferitelor procese fricționale care însoțesc fenomenul de forfecare.

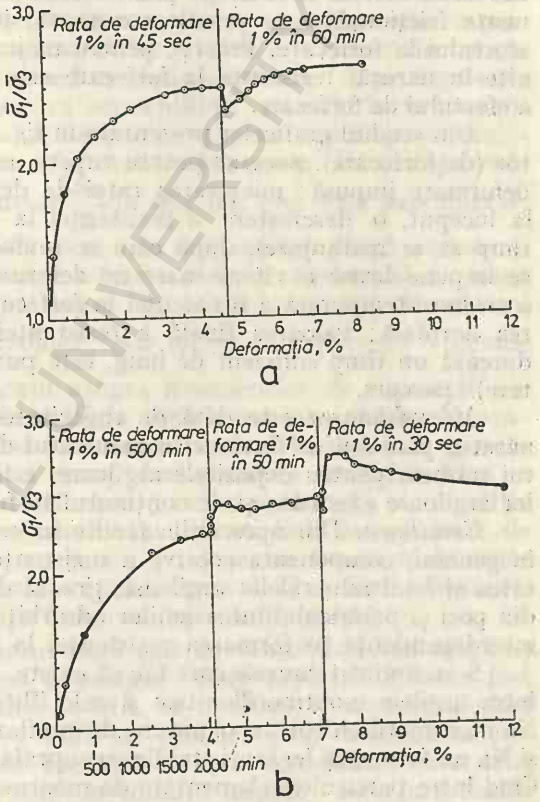


Fig. 3.19. Dependența dintre rezistența la forfecare și viteza de aplicare a eforțului de forfecare (după A. Richardson, jr., 1963).

Macrodilatarea este determinată de tendința particulelor minerale, din vecinătatea suprafeței de forfecare, de a se deplasa într-o parte sau alta. Pentru explicarea acestui fenomen vom admite că moleculele de apă adsorbite sînt așezate într-o structură mai mult sau mai puțin organizată în vecinătatea punctelor de contact. Gradul de organizare și vîscozitatea stratului difuz descrește spre exterior. Dacă considerăm două particule care se mișcă una față de alta într-un lichid cu o vîscozitate constantă, rezistența împotriva deplasării va fi proporțională cu rata de deformare impusă. În condițiile în care vîscozitatea fazei apoase descrește odată cu mărirea distanței față de suprafața particulelor, două particule în interacțiune, atunci cînd sînt supuse unui efort de forfecare, vor avea tendința să se aranjeze astfel (la o

asemenea distanță una față de alta) încît mișcarea (reciprocă) să se facă într-un mediu lichid cu densitatea cît mai mică. Dacă efortul de forfecare este aplicat cu o viteză mică, particulele minerale din vecinătatea planului potențial de rupere au timp pentru găsirea poziției optime, iar distanța dintre particulele minerale în momentul forfecării va fi mai mare; rezistența frictională scade. Tendința de dilatare a microstructurii în vecinătatea suprafeței de forfecare este influențată direct de efortul normal pe planul de rupere. Dacă situația structurală inițială a complexului argilă-apă nu permite decît o rearanjare foarte limitată a particulelor (cazul depozitelor puternic consolidate), sau dacă efortul normal pe planul de rupere este apreciabil, atunci componenta frictională este practic constantă, indiferent de viteza de aplicare a efortului la forfecare. Practic, pentru majoritatea depozitelor argiloase întîlnite în natură, rezistența la forfecare este dependentă de viteza de aplicare a efortului de forfecare.

Din studiul graficelor prezentate în fig. 3.19 se constată că: efortul deviator (de forfecare), necesar pentru rupere, este direct proporțional cu rata de deformare impusă; micșorarea ratei de deformare (fig. 3.19, *a*) determină, la început, o descreștere a rezistenței la forfecare (particulele minerale au timp să se rearanjeze), după care se revine spre o valoare constantă; dacă se impune brusc o viteză mare de deformare (fig. 3.19, *b*), se înregistrează o creștere temporară a rezistenței la forfecare după care se revine spre valoarea normală; valoarea finală a rezistenței la forfecare, atunci cînd testul durează un timp suficient de lung, este puțin influențată de drumul (de testare) parcurs.

Microdilatarea este dată de rugozitatea particulelor minerale din vecinătatea planului de formare în momentul deplasării reciproce. Valoarea acestui termen, pentru depozitele argiloase, este dependentă de tipul mineralelor argiloase existente și de conținutul în fracțiuni prăfoase și nisipoase.

Coeziunea. Din aprecierile făcute în capitolele anterioare se deduce că, în general, componenta coezivă a rezistenței la forfecare depinde de: cantitatea și felul mineralelor argiloase, gradul de saturație electrochimică al apei din pori și polarizabilitatea ionilor adsorbiți. Acești factori sînt într-o strînsă interdependență în formarea rezistenței la forfecare coezive a argilelor.

S-au amintit cauzele care fac să existe, de exemplu, diferențe importante între argilele montmorillonitice și cele illitice. Astfel Li-montmorillonitul și Na-montmorillonitul au o putere de umflare deosebit de mare deoarece Li și Na nu formează legături stabile cu suprafața particulelor de montmorillonit. Cînd între particulele elementare de montmorillonit sînt prezenți ioni alcalini mari (Rb, Cs etc.) proprietățile de umflare ale montmorillonitului dispar, comportîndu-se similar cu illitul.

Cînd două particule minerale sînt aduse foarte aproape, între ele vor apărea legături de adeziune, indiferent dacă apa este prezentă sau nu (influența apei este indirectă). Pentru o distanță dată, mărimea forțelor de atracție depinde de constanta dielectrică a mediului dintre particule. Dacă sînt aduse în contact două minerale obișnuite, prin presare vor apare deformații (tensiuni) elastice care, după înlăturarea încărcării exterioare, au tendința să separe mineralele. Dacă mineralele încercate sînt din grupul celor argiloase, înconjurate cu o peliculă de apă adsorbită, cînd sînt presate stratul de apă adsorbită va funcționa plastic (în aria de contact pot apărea și deformații elastice de mică importanță),

Înlăturarea încărcării exterioare nu va determina o detenție elastică similară cu cea anterioară, mineralele rămînînd „lipite" datorită forțelor de adeziune.

Cînd mineralele sînt uscate, sau introduse în lichide care nu pot fi adsorbite, prin presare, la suprafețele de contact deformațiile (tensiunile) elastice vor fi preponderente, iar sistemul se comportă pur frictional, indiferent de tipul mineral (cuarț sau montmorillonit). În funcție de distanța dintre particule, natura și concentrația ionilor adsorbiți, forțele de adeziune în sistemul argilă-apă, pot fi de natură Van der Waals sau ionică. Adeziunea apare deci ca sumă a forțelor de atracție și respingere dintre particule, depinzînd de aranjamentul mutual dintre granule și, evident, de natura mineralogică a acestora. Majoritatea sedimentelor argiloase, după depunere, conțin numeroase minerale argiloase cu un echilibru instabil; în urma procesului de diageneză majoritatea acestor minerale au tendința de stabilizare, la temperaturile mai scăzute la care există acum. Dacă depozitele sînt de natură marină, oricum, raportul $\frac{Na}{K}$ în apa din pori este supraunitar.

După exondare, conținutul în apa din pori este supraunitar. După exondare, conținutul în potasiu al apei din pori se mărește, uneori substanțial, în urma proceselor de alterare (în cazul prezenței feldspaților potasici). Rezultatul acestui proces, la scara timpului geologic, este faptul că raportul $\frac{K}{Na}$ devine supraunitar, cu importante implicații asupra fenomenelor de suprafață ale mineralelor argiloase. Înlocuirea Na cu K în argilele marine conduce la apariția unor forțe de atracție suplimentare între particulele argiloase (potențialul de polarizare al K este mai mare, deci grosimea stratului difuz se micșorează), indiferent de starea de eforturi (sarcina geologică), cu condiția ca conținutul total în electroliți să nu fie modificat. Sub aceeași stare de eforturi, în urma acestui proces, se poate produce un fenomen de autoconsolidare, o parte din apa existentă inițial în stratul difuz fiind eliminată. Ca urmare directă, rezistența la forfecare a depozitelor crește.

În fig. 3.20 se prezintă rezultatul unui test de consolidare (edometrică) executat asupra argilei de Dramen (Norvegia). Cînd raportul K/Na a fost crescut de la 0,21 (situația naturală) la 34,2, se produce o autoconsolidare rapidă, la o creștere foarte mică a stării de eforturi. Prin modificarea chimismului apei din pori presiunea necesară pentru consolidare este mult mai mare (56 t/m^2 față de 36 t/m^2 în condiții inițiale), iar alura curbei e — log p indică o pronunțată îmbunătățire a proprietăților fizico-mecanice.

Acest exemplu conduce la concluzia că coeziunea imprimată sistemului argilă-apă de forțele de adeziune depinde nu numai de istoria eforturilor dar și de istoria chimică a depozitelor

Dacă se compară o gresie cu un nisip compactat, ambele cu densități similare, este evident că proprietățile mecanice superioare ale gresiei se datoresc cimentului precipitat în jurul granulelor. În toate depozitele naturale cimentarea există, avînd un rol mai mic sau mai mare în formarea proprietăților mecanice ale sistemului. Rezistența la forfecare a unor asemenea depozite este puternic influențată de rezistența „punților de legătură" dintre granule care, în unele situații, poate fi superioară celei a particulelor minerale. Se apreciază că formarea coeziunii structurale a depozitelor argiloase se datorește, în principal, următoarelor fenomene, postsedimentare:

Creșterea autigenă a cristalelor. În funcție de compoziția chimică a apei interstițiale, comparativ cu aceea a mineralelor argiloase prezente, poate apărea tendința de creștere sau dizolvare a mineralelor primare. Creșterea autigenă, din punct de vedere teoretic, poate fi cauza unirii unor particule

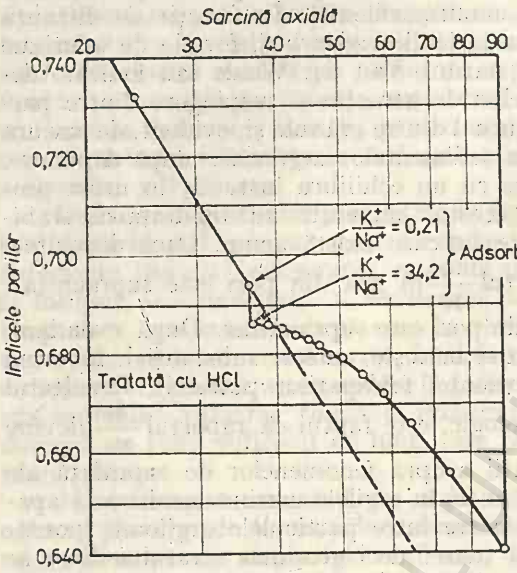


Fig. 3.20. Efectul schimbului de cationi asupra compresibilității și rezistenței la forfecare a unei argile normal consolidate. (după L. Bejerum, 1967).

minerale, inițial separate, dar cu o poziție relativă avantajoasă (din punct de vedere al orientării rețelei cristaline). În mod evident, fenomenul este puternic influențat de temperatura mediului ambiant.

Precipitarea agenților de cimentare este un alt fenomen important în formarea rezistențelor adiționale ale argilelor. Substanțele precipitate se depun preferențial în punctele de contact ale particulelor minerale, contribuind la rigidizarea sistemului (fig. 3.21). Este cunoscut faptul că depozitele argiloase conțin, în apa din pori, cantități însemnate de substanțe solubile (materii organice, carbonați, gips, hidroxizi de Al și Fe, silicați etc.) care, în anumite condiții de temperatură și concentrație, pot precipita, formînd un ciment de legătură cristalin sau amorf. Pe de altă parte, în anumite condiții, cimentul existent poate fi dizolvat fără a fi afectate mineralele argiloase propriu-zise; ca urmare, proprietățile mecanice ale sistemului suferă alterări importante.

Compresibilitatea și consolidarea. Compresibilitatea este proprietatea rocilor argiloase de a-și reduce volumul sub acțiunea unei sarcini exterioare. Reducerea de volum este, în principal, urmarea micșorării porozității rocilor. Reducerea volumului rocilor argiloase, prin eliminarea unei părți din fluidele conținute în pori, are ca urmare directă consolidarea acestora (îmbunătățirea proprietăților fizico-mecanice ale sistemului). În mod curent, prin termenul de consolidare se caracterizează mecanismul complex de rearanjare a structurii sistemului argilă-apă, sub acțiunea unor sarcini exterioare, care conduce la îmbunătățirea proprietăților mecanice ale acestuia.

În fig. 3.21 se prezintă imaginea de principiu a structurii argilelor. Se constată că particulele minerale se ating reciproc pe suprafețe mici, în cele mai multe cazuri colțul sau muchia sprijinindu-se pe suprafața celuilalt. Forțele de atracție dintre particulele solide, de natură electrostatică sau moleculară, precum și proprietățile specifice stratului de apă adsorbită, imprimă sistemului argilă-apă proprietăți mecanice caracteristice.

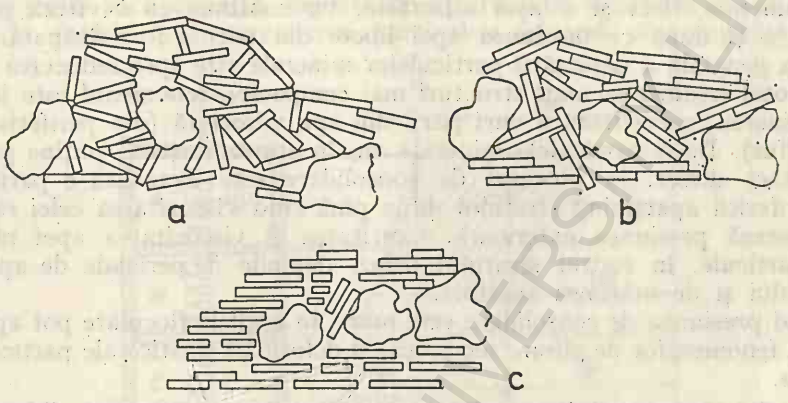


Fig. 3.21. Structura depozitelor argiloase naturale:
a — depozite sedimentate în mediu marin; *b* — depozite sedimentate în ape dulci; *c* — argile frămîntate (după W. Lambe, 1968).

Pentru a accentua rolul compoziției mineralogice a argilelor în determinarea proprietăților lor mecanice, și implicit a celor de compresibilitate, se consideră următorul exemplu. O particulă de caolin cu grosimea de cca 1000 A° are atașată o peliculă de apă ferm adsorbită de cca 10 A și un strat difuz cu grosimea de cca 400 A. Se deduce că stratul difuz reprezintă cca 44% din volumul total. O particulă de montorillonit cu grosimea de cca 10 A° are atașată o peliculă de apă adsorbită de cca 10 A° și un strat difuz cu grosimea de cca 200 A°. În acest caz, stratul difuz reprezintă cca 93% din volumul total.

Cînd sistemul argilă-apă este obiectul unor eforturi exterioare, primul rezultat va fi apariția unei presiuni în apa liberă din pori (apa liberă din pori, practic incompresibilă, preia întregul efort). În timp, pe măsură ce apa liberă din pori este evacuată, o parte din ce în ce mai mare din presiunea exterioară este preluată de scheletul mineral prin intermediul ariilor de contact dintre particule. Dacă eforturile de forfecare transmise în punctele de contact ale scheletului mineral nu depășesc rezistența la forfecare a acestora, procesul de consolidare nu este declanșat, iar presiunea din pori va fi micșorată printr-o mică pierdere de apă. Cînd eforturile de forfecare în unele contacte depășesc rezistența legăturilor, coesive și de fricțiune, apare tendința de deplasare (rearanjare) reciprocă a particulelor. Microstructura sistemului se va schimba gradat, apa din pori fiind treptat disipată, în cantitate mai mare decît în situația anterioară, pînă cînd între granule se stabilesc forțe de legătură suficiente pentru a echilibra componentele de forfecare datorate efortului exterior. În acest moment procesul de consolidare primară este încheiat.

Deplasările (rearanjările) particulelor minerale sînt controlate în bună măsură de proprietățile apei adsorbite în jurul punctelor de contact. Viteza de deplasare a apei libere din pori, conform legii lui Darcy, este direct proporțională cu gradientul hidraulic (depinde direct de valoarea presiunii impuse din exterior). Pe de altă parte, se știe că deplasarea particulelor minerale în cadrul apei ferm adsorbite se face după o relație exponențială cu presiunea exterioară aplicată. Altfel spus, deplasarea relativă a particulelor minerale, deci și a apei adsorbite, va continua cu o viteză practic constantă și după ce presiunea apei libere din pori a fost disipată. Cum tendința generală a deplasării particulelor minerale este spre reducerea volumului total (realizarea unor structuri mai compacte), fenomenul este însoțit de eliminarea foarte lentă a unei părți din apa adsorbită (din periferia stratului difuz). Dacă particulele minerale au, în starea inițială, puține puncte de contact direct, în procesul de consolidare este evacuată o parte din apa periferică aparținînd stratului difuz pînă cînd vîscozitatea celei rămase compensează presiunea exterioară. Cantitatea și viscozitatea apei rămase între particule, în cadrul stratului difuz, depinde de perioada de aplicare a efortului și de mărimea acestuia.

Cînd presiunea de consolidare este mare, în argilele floculate pot apărea, în afara fenomenelor de glisare reciprocă, și deformări elastice ale particulelor minerale.

Rezultă că procesul de consolidare a unei argile saturate poate fi împărțit în două etape distincte:

1. Consolidarea primară, în care particulele minerale pot aluneca una față de alta spre o poziție de mai mare densitate. Porozitatea se reduce prin eliminarea apei libere din pori. În această etapă pot apărea și deformări elastice ale particulelor minerale.

2. Consolidarea secundară, în care o parte din apa periferică a stratului dublu este eliminată. Consolidarea secundară este pusă în evidență după terminarea consolidării primare și continuă o lungă perioadă de timp.

Cînd sarcina care a determinat consolidarea este înlăturată, particulele minerale curbate elastic își revin, iar o parte din apa evacuată din stratul difuz poate fi recuperată, în condiții de umiditate corespunzătoare; proba se umflă. Procesul de consolidare este, în cea mai mare parte, ireversibil.

Conceptul teoretic de consolidare. Pentru studierea relației efort-deformație-timp a sistemului argilă-apă s-a încercat înlocuirea acestuia cu diferite tipuri de modele mecanice. În principiu, acestea sînt constituite din diferite combinații de resorturi, pistoane și contacte de fricțiune și permit deducerea unor seturi de ecuații funcționale între efort-deformație și timp. În ultimul timp, numeroși cercetători încearcă să elaboreze, pe această cale, modele matematice care să simuleze comportarea foarte complicată a depozitelor argiloase în procesul de consolidare.

Din cele discutate anterior s-a dedus că sistemele argiloase au o comportare deosebit de complexă, mulți din parametrii ce le caracterizează fiind puțin cunoscuți. Apare deci ca foarte dificilă găsirea unui model reologic care să dea o imagine cantitativă corectă diferitelor tipuri de roci argiloase în cadrul procesului de consolidare. Din această cauză, toate modelele existente au o valabilitate limitată, fiind aplicabile la anumite tipuri de argile, consolidate după o metodologie bine determinată.

Bazele teoretice ale procesului de consolidare au fost puse de K. Terzaghi și O. K. Fröhlich în perioada 1910—1920, pornind de la un model reologic simplu, ilustrat în fig. 3.22. Au fost admise următoarele simplificări: depozitele sînt saturate cu apă și omogene pe toată grosimea, schimbările de volum se datoresc în întregime eliminării apei libere din pori (consolidarea secundară nu este luată în considerare), încărcarea este aplicată într-o singură direcție iar deformațiile și eliminarea apei din pori se face numai după acea direcție, limitele de stratificație funcționează ca drenuri perfecte, forțele de frecare dintre particulele minerale sînt neglijate.

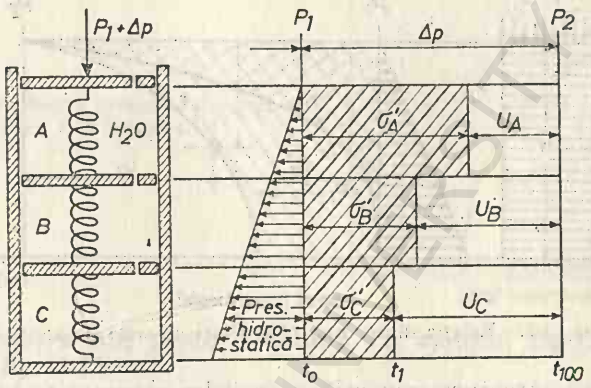


Fig. 3.22. Ilustrarea conceptului teoretic de consolidare.

Problemele de consolidare bidimensională sau spațială conduc la exprimări matematice relativ complicate, mai greu aplicabile în calculele inginerești curente.

În continuare, pentru ilustrarea bazei fizice a teoriei consolidării monoaxiale, se consideră cilindrul din fig. 3.22, în care se introduce un piston etanș compartimentat. Cele trei compartimente pline cu apă comunică prin orificii foarte mici, iar platanele de separare sînt legate între ele prin resorturi. Frecările dintre cilindru și discurile pistonului sînt neglijabile.

Se aplică pistonului sarcina p_1 și este lăsat suficient timp pentru ca întreaga sarcină să fie preluată de resorturi; în această situație în apa din compartimente acționează numai presiunea hidrostatică (poziția t_0 în fig. 3.22).

Se mărește sarcina pe piston cu $\Delta p = p_2 - p_1$. Resorturile sînt elastice, apa este practic incompresibilă. Rezultă că imediat după aplicarea sarcinii Δp resortul (scheletul mineral) nu poate prelua nimic din acesta, excesul de presiune în apa din toate compartimentele fiind Δp. Pentru ca resortul să poată prelua o parte din efortul de compresiune este obligatoriu ca mai întîi să fie eliminată o parte din apa din compartimente.

După aplicarea efortului Δp, apa din primul compartiment începe să curgă afară; presiunea apei din compartiment reducîndu-se, resortul din acest compartiment va prelua o parte din sarcina Δp. Reducerea presiunii apei din primul compartiment va determina curgerea spre acesta a apei din compartimentul din mijloc. Reducerea presiunii apei în compartimentul din mijloc va permite preluarea unei părți din Δp de resortul din acest compartiment.

Fenomenul se transmite similar și la compartimentul inferior. De fapt, fenomenul descris este continuu în cele trei compartimente, avînd ca efect eliminarea unei părți din apa din compartimente, paralel cu preluarea unei părți din ce în ce mai mare din Δp de către resorturi. Viteza fenomenului este influențată direct de mărimea și numărul orificiilor dintre compartimente (de posibilitățile de evacuare a apei din pori).

După un timp oarecare t, de la aplicarea sarcinii Δp, situația eforturilor în resorturi și în apa din cele trei compartimente, apare ca în fig. 3.22.

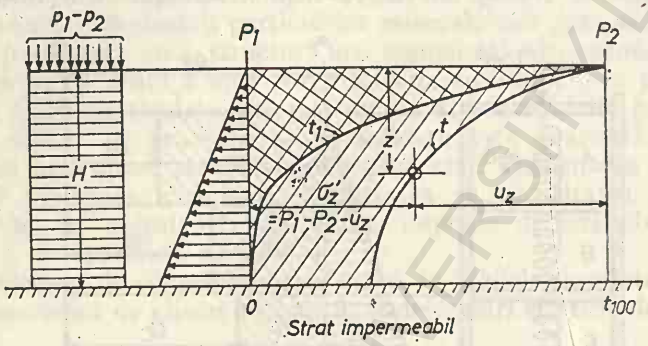


Fig. 3.23. Relația dintre φ,σ, H și t într-un strat de argilă.

Admițînd că structura minerală a argilelor saturate (scheletul mineral) funcționează elastic, atunci acestea pot fi considerate ca fiind constituite dintr-o infinitate de spații (pori) pline cu apă, separate de particule minerale, într-o structură elastică (resorturi). În această situație legătura dintre presiunea apei din pori și cea preluată de scheletul mineral la contactul dintre granule devine o linie continuă (fig. 3.23).

Consolidarea stratului de argilă în apropierea suprafeței de drenaj apare rapid și se transmite lent spre interiorul acestuia. Curba trasată în fig. 3.23 arată legătura existentă între presiunea din pori u (și implicit a efortului

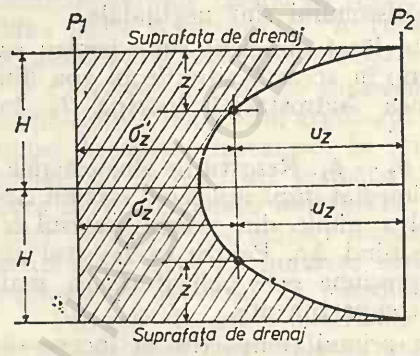


Fig. 3.24. Strat argilos drenat pe două părți.

preluat de scheletul mineral σ') și timp, pentru o valoare dată a adîncimii z. Dacă stratul de argilă considerat este drenat pe ambele părți (fig. 3.24) mecanismul este similar dar apa din pori, în procesul de consolidare, va trebui să străbată numai distanța $H/2$; este cazul secvențelor litologice constituite din intercalații succesive de argile și nisipuri.

Presiunea din pori este o funcție de timp și de poziția (adîncimea) punctului considerat. Astfel, la adîncimea $z + dz$ și timpul $t + dt$, modificarea presiunii din pori este:

$$du = \frac{\partial^2 u \, dt \, dz}{\partial z \cdot \partial t} \tag{3.23}$$

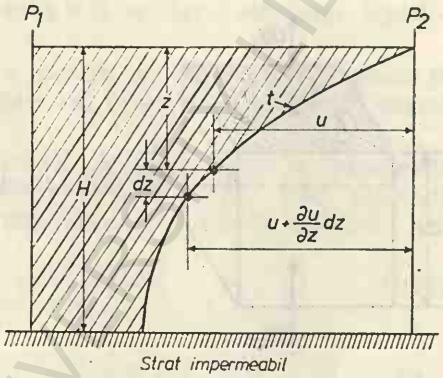


Fig. 3.25. Legătura dintre presiunea din pori u și adîncimea z, la timpul t.

Deducerea acestei relații poate fi intuită cu ajutorul fig. 3.26 care este un detaliu la fig. 3.25.

Scriind legea lui Darcy la intrarea și ieșirea din elementul de volum considerat în fig. 3.27, admițînd că eliminarea apei din pori datorită sarcinii adăugate se face vertical și de jos în sus, și ținînd seamă că gradienții hidraulici la intrare și ieșire sînt

$$I_i = \frac{\vartheta\left(u + \dfrac{\vartheta u}{\vartheta z}\,dz\right)}{\gamma_w \cdot \vartheta z} = \frac{\vartheta u}{\gamma_w \vartheta z} + \frac{\vartheta^2 u \cdot dz}{\gamma_w \vartheta z^2} \quad \text{și} \quad I_0 = \frac{\vartheta u}{\gamma_w \vartheta z},$$

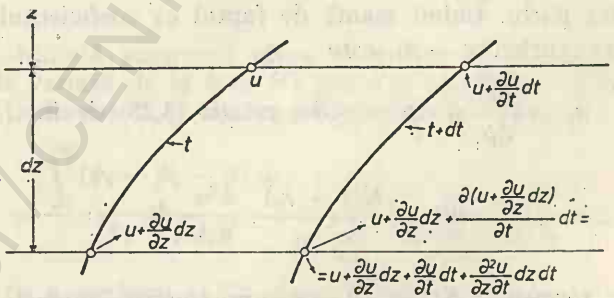


Fig. 2.26. Valoarea presiunii din pori la adîncimea $(z + dz)$ și timp $(t + dt)$.

se obține, respectiv:

$$dq_i = \frac{K \cdot A \cdot \vartheta u \, dt}{\gamma_w \vartheta z} + \frac{K \cdot A \cdot \vartheta^2 u}{\gamma_w \vartheta^2 z} \cdot dz \, dt$$

$$dq_0 = \frac{K \cdot A}{\gamma_w} \cdot \frac{\vartheta u}{\vartheta z} \cdot dt.$$

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Deoarece modificarea volumului considerat, în direcția verticală și timpul dt ($\Delta dz \cdot A$) este dată de cantitatea de apă disipată din pori ($dq_0 - dq_1$), rezultă că:

$$dz = -\frac{K}{\gamma\omega}\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}\cdot dz \cdot dt \tag{3.24}$$

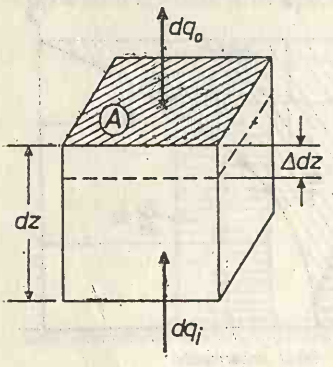


Fig. 3.27. Un element de volum în perioada de consolidare la timpu.

Reținînd relația dintre deformația verticală specifică și micșorarea corespunzătoare a indicelui de porozitate, rezultă:

$\Delta dz = \dfrac{de}{1+e_0}dz$, și înlocuind în (3.24), se obține:

$$de = -\frac{K(1+e_0)}{\gamma_w}\cdot\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}dt. \tag{3.25}$$

Pe de altă parte, ținînd seamă de faptul că coeficientul de compresibilitate (panta curbei $e - p$) este

$a_c = \dfrac{de}{dp}$ și $dp = -du$, relația (3.25) devine:

$$du = \frac{K(1+e_0)}{a_c\,\gamma_w}\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}dt.$$

Deoarece termenul $K(1+e_0)$ are aproximativ aceeași rată de micșorare cu a_c, rezultă că raportul $\dfrac{K(1+e_0)}{a_c}$ rămîne practic constant. Acest raport se notează cu C_c și se numește *coeficient de consolidare*.

Ecuația diferențială procesului de consolidare monoaxială poate fi scrisă acum sub forma:

$$\frac{du}{dt} = C_c\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \tag{3.26}$$

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prin integrarea acestei ecuații în limitele $p_1 - p_2$ și $O - H$, se obține:

$$u = (p_2 - p_1) \sum_{N=0}^{N=\infty} \left\{ \frac{4}{(2N+1)\,\pi} \sin \left[\frac{(2N+1)\pi}{2} \cdot \frac{z}{H} \right] \right\} \cdot e^{-\left[\frac{(2N+1)^2 \Pi^2}{4} C_c \frac{t}{H^2} \right]} \tag{3.27}$$

în care N reprezintă numere naturale de la 0 la ∞, iar e este baza logaritmilor naturali;

Este dovedit că legătura dintre u și z, pentru un anumit timp, poate fi calculată cu ecuația (3.27), cu suficientă precizie, considerînd pentru N numai valorile 0, 1, 2 și 3.

Gradul de consolidare. Gradul de consolidare la adîncimea z, după scurgerea timpului t de la aplicarea sarcinii Δp, este raportul dintre presiunea preluată de scheletul mineral și cea totală aplicată:

$$U_z = \frac{\sigma_z}{\Delta p} = \frac{(p_2 - p_1 - u_z)\,dz}{(p_2 - p_1)\,dz} \tag{3.28}$$

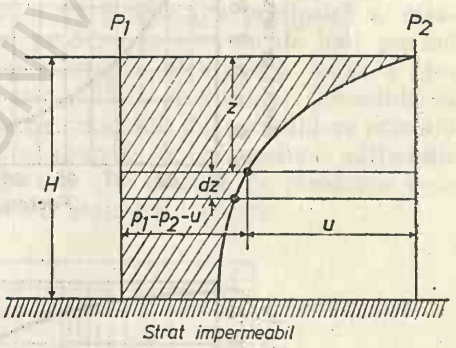


Fig. 3.38. Definirea gradului de consolidare.

Expresia obținută sugerează ideea că gradul de consolidare mediu U al stratului (dz variază de la 0 la H) poate fi considerat ca fiind raportul dintre suprafața hașurată și întreaga arie din fig. 3.28:

$$U = \frac{\int_0^H (p_2 - p_1 - u)\,dz}{(p_2 - p_1)\,H} = 1 - \frac{1}{H(p_2 - p_1)} \int_0^H u\,dz \tag{3.29}$$

Înlocuind pe u conform (3.27) și rezolvînd, se obține:

$$U(\%) = 100 \left\{ 1 - \sum_{N=0}^{N=\infty} \frac{8}{\pi^2 (2N+1)^2} \cdot e^{-\left[\frac{(2N+1)^2 \Pi^2}{4} \cdot C_c \frac{t}{H^2} \right]} \right\} \tag{3.30}$$

Dacă stratul studiat este drenat pe ambele părți, atunci în ecuația (3.30), H se consideră a fi egal cu jumătate din grosimea acestuia.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Factorul timp. În ecuația gradului de consolidare (3.30), singura expresie care cuprinde parametrii dimensionali este $\left[C_c \frac{t}{H^2}\right]$; notînd această expresie cu T (factor de timp), rezultă:

$$T = C_c \frac{t}{H^2} = \frac{K(1+e_0)}{\gamma_w \, a_c} \cdot \frac{t}{H^2}; \quad \text{[adimensional]} \tag{3.31}$$

Ecuația gradului de consolidare devine:

$$U(\%) = 100\left\{1 - \sum_{N=0}^{N=\infty} \frac{8}{\pi^2 (2N+1)^2} \cdot e^{-\left[\frac{\pi^2 (2N+1)^2}{4} \cdot T\right]} \cdot \right\} \tag{3.32}$$

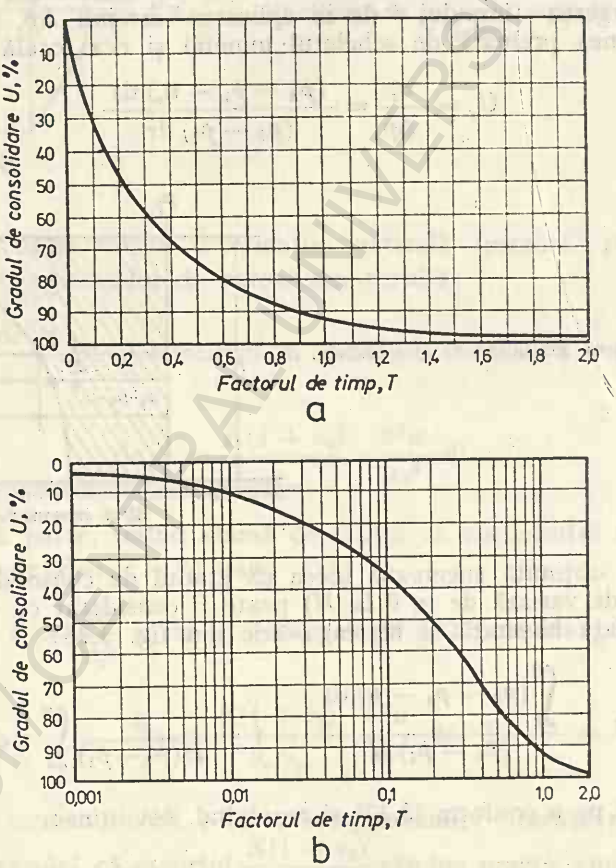


Fig. 3.29. Relația dintre gradul de consolidare și factorul de timp:
a — scară normală; *b* — scară semilogaritmică.

Ecuația (3.32) permite calcularea valorii lui U pentru orice valoare a lui T. În tabelul 3.7 se dau valorile corespondente pentru U și T, exprimate grafic în fig. 3.29.

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Datele prezentate în tabelul 3.7 (v. pag. 130) permit deducerea observației că corelația teoretică dintre U și T este de tip parabolic pentru valori ale gradului de consolidare mai mici de 55%, adică:

$$U^2 = C \cdot T \qquad (3.33)$$

Calculînd valoarea constantei C pentru o valoare oarecare a lui U, mai mică de 55%, se obține o legătură directă și simplă între U și T. Așa, spre exemplu, pentru $U = 30\%$, $C = \frac{30^2}{0{,}071} = 12\,700$, deci $U^2 = 12\,700\ T$.

Pe de altă parte, pentru $U > 55\%$, prin considerarea numai a primului termen al seriei Fourier din ecuația (3.32), se obține o expresie explicită, suficient de exactă pentru aplicații curente:

$$T = 1{,}781 - 0{,}933 \log (100 - U); \qquad (3.34)$$

Erorile introduse de relațiile (3.33) și (3.34) nu depășesc, de regulă, 0,5%.

Compararea curbei teoretice consolidare-timp cu cea experimentală.

Pe măsura avansării procesului de consolidare, odată cu creșterea efortului preluat de scheletul mineral, peliculele de apă adsorbite sînt supuse unor presiuni din ce în ce mai mari. Ca urmare, o parte din apa periferică a stratului difuz începe să fie eliminată. Acest proces este extrem de lent putînd continua mai mulți ani după aplicarea efortului. Reducerea lentă a grosimii stratului difuz constituie baza *consolidării secundare*. Consolidarea secundară nu poate începe decît după ce procesul de consolidare primară progresează suficient pentru a determina apariția unor presiuni adiționale destul de puternice între particulele minerale. Pe măsură ce ponderea consolidării primare scade, efectul consolidării secundare crește.

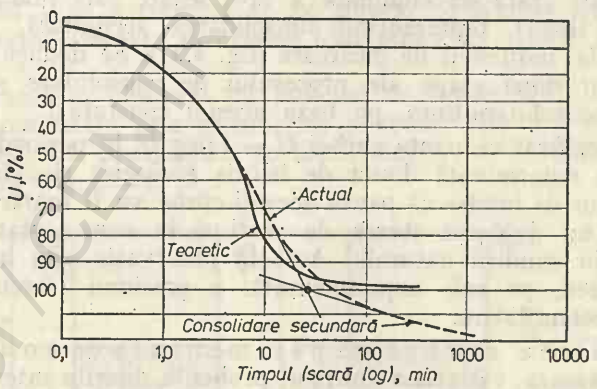


Fig. 3.30. Curba reală și teoretică consolidare-timp pentru un strat de argilă saturată.

Curba teoretică consolidare-timp, care nu poate include și consolidarea secundară, practic coincide cu curba experimentală în prima parte a procesului de consolidare, după care se separă, pe măsură ce procesul de consolidare avansează (fig. 3.30). Curba teoretică este asimptotă la linia $U = 100\%$; curba experimentală continuă sub limita $U = 100\%$. Cînd timpul, în abscisă, este pus pe scară logaritmică, porțiunea din curbă repre-

zentînd consolidarea secundară devine, în general, o linie dreaptă (sub orizontala lui $U = 100\%$). Variația lineară a funcției $U = f(\log t)$ indică o constantă avansare a procesului de eliminare a apei adsorbite. În mod practic, acest proces nu poate fi nedefinit; consolidarea secundară ar trebui să ia sfîrșit cînd indicele de porozitate tinde către zero. Pentru perioadele

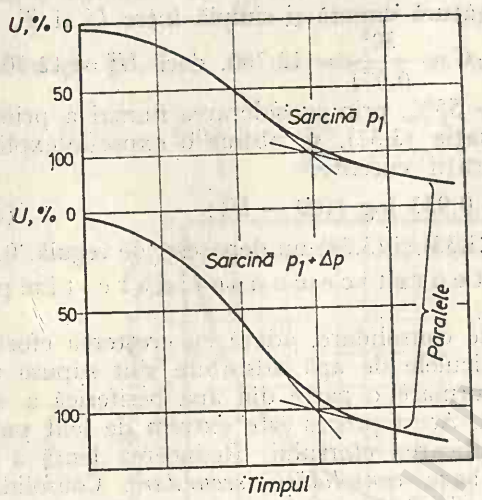


Fig. 3.31. Curbe consolidare-timp.

în care se execută curent testele de laborator este evident că consolidarea secundară poate fi considerată o linie dreaptă și continuă.

Dacă după completa consolidare a unei probe sub o sarcină se aplică o nouă încărcare, rata de eliminare a apei legate este practic constantă. Curbele $U = f(\log t)$, reprezentînd consolidarea secundară, sînt practic paralele între ele, indiferent de încărcare (fig. 3.31). Se deduce că separarea domeniilor celor două etape ale procesului de consolidare se poate face, pe diagrama consolidare-timp, pe baza acestei constatări.

Trebuie specificat că panta curbei $U = f(\log t)$, în perioada consolidării secundare, este determinată direct de istoria geologică și chimică a depozitelor. Este ușor de înțeles că panta acestei curbe va fi foarte mică pentru încercări care nu depășesc starea de eforturi în care a stat proba, mult timp înainte, în condiții naturale. Această observație este uneori folosită pentru precizarea, pe cale experimentală, a presiunii (sarcinii geologice) maxime de preconsolidare.

Construirea curbei experimentale de consolidare-timp. Se măsoară variația volumului probei la diferite intervale de timp după aplicarea încărcării. Modificarea volumului poate fi determinată prin măsurarea volumului apei expulzate din probă (în testul triaxial) sau prin măsurarea variației înălțimii probei atunci cînd aceasta nu se poate dilata lateral (în edometru). Pentru fiecare treaptă de încărcare, testul se continuă pînă la completa consolidare a probei sub acea sarcină. Datorită faptului că la început volumul se modifică rapid, după care procesul devine din ce în ce mai lent, este necesar ca deformațiile să fie citite la intervale de timp diferite. Astfel, dacă timpul dintre citiri este dublat, la scară logaritmică intervalele vor fi aproximativ egale.

Se construiește, cu datele obținute, curba deformație-timp (fig. 3.32). Ordonata are scara normală iar abscisa scara logaritmică.

După cum s-a discutat anterior, pentru $U<55\%$ curba experimentală corespunde, cu o bună aproximație, unei corelații parabolice, avînd ecuația (3.33). Se observă că pentru o parabolă (fig. 3.32), dacă punctul A

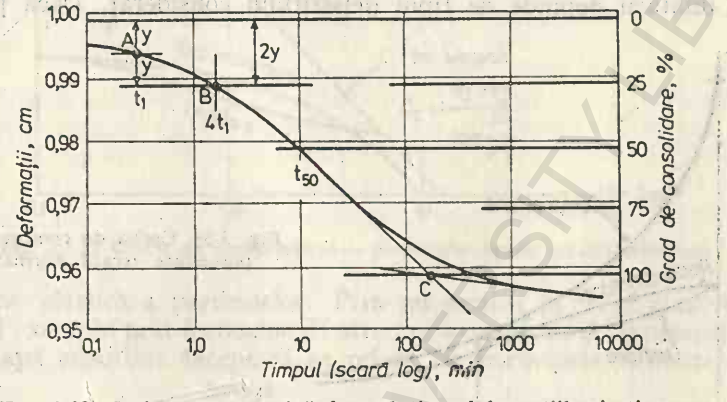


Fig. 3.32. Curbă reprezentativă de evoluție a deformațiilor în timp.

are coordonatele t_1 și y atunci punctul B, cu abscisa 4 t_1, va avea ordonata 2 y. De aici se deduce că ordonata punctului A este identică cu diferența dintre ordonatele punctelor A și B. Această constatare poate fi folosită pentru localizarea originii (transformarea deformațiilor, pe ordonată, în valori ale gradului de consolidare). Se procedează astfel: se iau două puncte de pe curbă cu abscisele t și 4 t; ordonatele acestor puncte sînt y și 2 y, iar valoarea lui y se determină de pe figură. Se fixează astfel orizontala care intersectează ordonata în origine (din punct de vedere al gradului de consolidare).

A. Casagrande a observat că punctul de ordonată $U = 100\%$ poate fi localizat aproximativ prin prelungirea porțiunii drepte a curbei și intersectarea acesteia cu prelungirea porțiunii lineare care reprezintă consolidarea secundară (fig. 3.32).

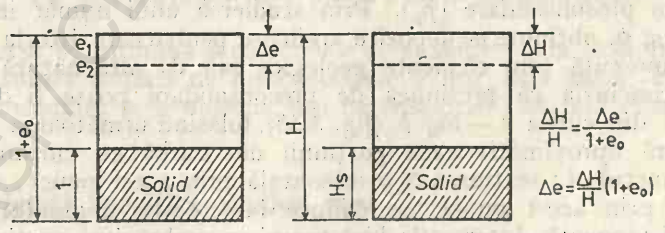


Fig. 3.33. Relația dintre modificarea indicelui porilor și reducerea înălțimii.

Curbe de compresiune-porozitate. Deoarece modificarea volumului se datorește practic numai modificării porozității, indicele de porozitate poate fi folosit pentru exprimarea deformațiilor. Din fig. 3.33 se deduce relația existentă între formația specifică și reducerea indicelui de porozitate.

Curba compresiune-porozitate poate fi obținută deci prin transformarea curbei efort-deformație, construită direct pe baza datelor experimentale.

Dacă curba $e - p$ este trasată folosind scări normale pentru ambii parametri, are alura celei din fig. 3.34. Dacă la un moment dat sarcina este brusc înlăturată (la presiunea p_2, de exemplu), proba se dilată. Amplitudinea dilatării depinde de tipul depozitului considerat. Dacă proba este

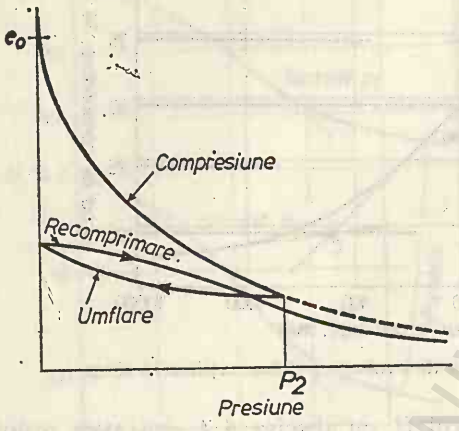


Fig. 3.34. Curba de compresiune-porozitate (scară normală).

acum din nou încărcată, relația $e - p$ este alta decît cea inițială. Odată cu depășirea presiunii p_2 (de preconsolidare) curba urmează un traseu paralel cu prelungirea primei curbe de compresiune, dar plasată puțin sub aceasta. Diferența dintre cele două curbe indică faptul că prin comprimare se produce rearanjarea suplimentară a particulelor minerale, cu caracter ireversibil.

K. Terzaghi a semnalat cîteva avantaje în trasarea curbei $e - p$ folosind pentru presiune, pe abscisă, o scară logaritmică. În coordonatele $e - \log p$ porțiunea de recomprimare este curbă, iar porțiunea care exprimă consolidarea „pentru prima dată", la presiunea dată, este lineară. Această porțiune lineară, în coordonate $e - \log p$, este numită curbă virgină. Punctul care delimitează aceste două ramuri nu poate fi precizat cu claritate. Terzaghi consideră că cele două ramuri sînt separate de un punct care exprimă presiunea de preconsolidare (p_p). Prin studierea unui număr însemnat de curbe $e - \log p$, obținute pe depozite argiloase pentru care istoria eforturilor era bine cunoscută (din elemente geologice sau de altă natură), Terzaghi ajunge la concluzia că presiunea de preconsolidare poate fi determinată aproximativ din curba $e - \log p$ (fig. 3.35), folosind următoarea procedură: se localizează aproximativ raza porțiunii din curbă cu curbura minimă (R_{min}) și punctul A; se trasează o orizontală prin acest punct; se trasează o tangentă prin acest punct; se deduce bisectoarea unghiului format de orizontală și tangentă. Intersecția bisectoarei cu prelungirea porțiunii lineare, virgine, a curbei reprezintă punctul a cărui abscisă dă valoarea presiunii de preconsolidare (p_p).

Argilele care au fost consolidate la o presiune mai mare decît sarcina geologică actuală se numesc, în mod curent, *argile supraconsolidate*. Presiunea de consolidare (inițială) mare a determinat deformații prin deplasarea particulelor minerale, eliminarea unei mari părți din apa liberă din pori și a unei părți din apa adsorbită din periferia stratului difuz, precum și

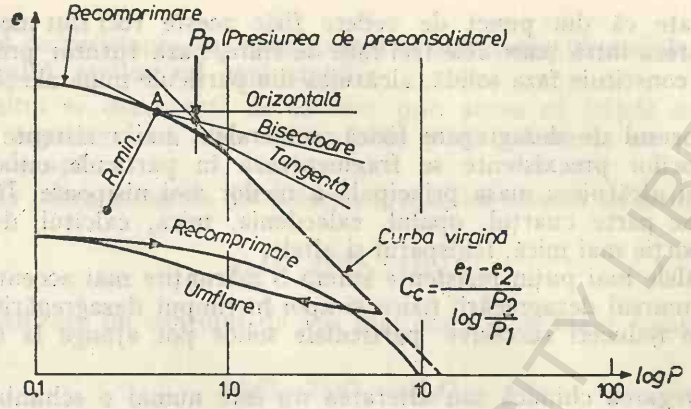


Fig. 3. 35 Curba de compresiune — porozitate (scară semilogaritmică)

deformarea elastică a particulelor. Prin micșorarea în timp a sarcinii geologice (dd exemplu prin fenomene de alterare — eroziune și transport), stratul difuz de apă adsorbită începe să se refacă iar particulele deformate elastic

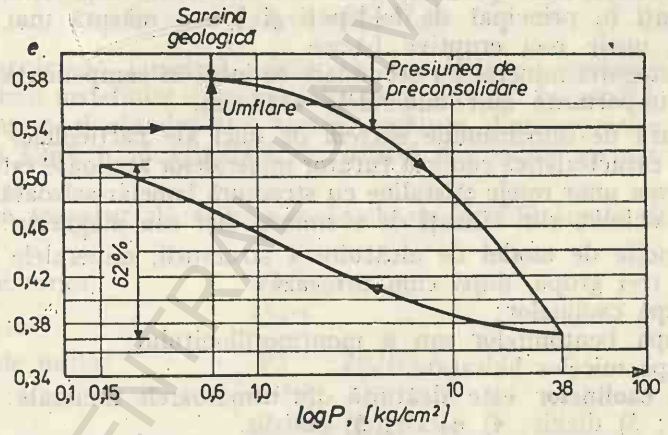


Fig. 3.36 Curvă $e = \log p$ pentru o argilă supraconsolidată.

își revin. Așa se întîmplă și cu probele detensionate prin recoltare (fig. 3.36. Cu cît presiunea inițială de preconsolidare a fost mai mare, cu atît fenomenele de umflare prin umezire sau detensionare sînt mai evidente.

3.4 Proprietăți specifice rocilor moi

3.4.1. Natura și geneza rocilor moi

Din punct de vedere genetic, rocile moi fac parte din categoria rocilor sedimentare, și s-au format din depunerea pe uscat sau în apă a particulelor solide rezultate din dezagredarea fixică și chimică a rocilor preexistente (vezi cap. 1 și 2).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cu toate că din punct de vedere fizic aceste roci sînt medii în componența cărora intră toate cele trei faze de stare, baza tuturor proprietăților specifice o constituie faza solidă, alcătuită din particule minerale și substanțe organice.

În procesul de dezagregare fizică, mineralele mai rezistente din componența rocilor preexistente se fragmentează în particule cu dimensiuni mai mari și alcătuiesc masa principală a rocilor moi nisipoase. Din această categorie fac parte cuarțul, opalul, calcedonia, mica, calcitul, dolomitul și într-o proporție mai mică, feldspatul și altele.

Mineralele mai puțin rezistente suferă o mărunțire mai accentuată, mai întîi pe parcursul dezagregării fizice și apoi în timpul dezagregării chimice. Prin aceste reduceri succesive, particulele solide pot ajunge la dimensiuni coloidale.

Dezagregarea chimică sau alterarea nu este numai o schimbare cantitativă ci și una calitativă. În timpul acestui proces, prin hidratare, hidroliză și dizolvare, unele minerale primare își modifică compoziția chimică și mineralogică transformîndu-se în minerale secundare, caracterizate prin alte compoziții chimice și proprietăți.

Dintre mineralele primare, cele mai alterabile sînt alumino-silicații reprezentanți în principal de feldspați și într-o măsură mai mică de serpentine și unele roci eruptive bazice.

Din categoria mineralelor secundare ce intră în componența rocilor moi, cele mai importante sînt mineralele argiloase.

În afară de dimensiunile extrem de mici ale particulelor solide componente, o caracteristică comună tuturor mineralelor argiloase este dispunerea lor sub forma unor rețele cristaline cu structură lamelar-solzoasă. Din punct de vedere chimic, sînt silicați de aluminiu, fier sau magneziu.

În funcție de modul de alcătuire a structurii, mineralele argiloase se împart în trei grupe, după cum urmează:

a) grupa caolinelor;
b) grupa bentonitelor sau a montmorillonitului;
c) grupa micelor hidratate.

Grupa caolinelor este alcătuită din următoarele minerale: 1) caolinit; 2) haloizit; 3) dickit; 4) nacrit; 5) endelit.

Procesul chimic de alterare a feldspatului ortoclaz în caolinit, se desfășoară în timp după ecuația:

$$2KAlSi_3O_3 + 2H_2O + CO_2 = Al_2O_3\,2SiO_2\,2H_2O + K_2CO_3 + 4SiO_2 \qquad (3.35$$

Raportul de 6 la 1 dintre silice și alumină la feldspat prin alterare ajunge în caolinit — principalul mineral din grupa caolinelor — la 2: 1. Tot ca produse secundare ale alterării, din feldspat se mai formează carbonatul de potasiu solubil în apă și silicea coloidală. Din amestecul acesteia din urmă cu carbonații de sodiu și potasiu rezultă silicații solubili care sînt spălați de ape.

Structura cristalină a caolinitului este tipic lamelară și constă dintr-o foiță alcătuită dintr-un strat de silice și unul de aluminiu. Mineralul este alcătuit dintr-o succesiune regulată de astfel de foițe prinse între ele prin legături de hidrogen. Datorită acestei alcătuiri, mineralul clivează ușor după suprafețele de separație dintre foițe. Legăturile dintre pachetele de foițe

fiind destul de rezistente, iar substituirea și hidratarea imposibile, caolinitul este mineralul argilos cel mai stabil.

Haloizitul se deosebește de caolinit prin aceea că foițele sînt stivuite mai puțin regulat și că între aceste foițe poate pătrunde un strat monomolecular de apă.

Primele patru minerale din această grupă, au aceeași structură chimică, adică:

$$Al_2O_3 \cdot 2SiO_4 \cdot 4H_2O. \tag{3.36}$$

Endelitul are un conținut de apă mai mare și ca atare compoziția chimică este:

$$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O. \tag{3.37}$$

Grupa betonitelor sau a montmorillonitului este reprezentată prin: 1) montmorillonit; 2) beidelit; 3) nontronit; 4) hectorit; 5) saponit.

Componentul de bază al acestor minerale, îl constituie pirofilitul, care este un alumino-silicat hidratat:

$$Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O \tag{3.38}$$

Are o structură lamelară, alcătuită din foițe cu grosimea de 9,5 Å și cu dimensiuni nedefinite după celelalte două direcții. La rîndul lor, aceste foițe se compun și ele din trei strate, legătura dintre stratele marginale alcătuite din silice fiind asigurată de stratul din mijloc format din grupa Al_2O_3.

Gruparea transversală a două molecule de pirofilit legate longitudinal arată astfel:

stratul exterior	$6O^{-2}$
	$4Si^{+4}$
stratul de mijloc	$4O^{-2} \cdot 2(OH)^{-1}$
	$4Al^{+2}$
	$4O^{-2} \cdot 2\,(OH)^{-1}$
stratul exterior	$4Si^{+4}$
	$6O^{-2}$

Singurele valențe libere ale foițelor de pirofilit sînt cele de la muchii; cele două fețe pe lîngă faptul că nu au baze de schimb, au și potențialul egal, deci sînt neutre din punct de vedere electric. Din această cauză, în natură, unde aceste foițe se găsesc stivuite una peste alta, se desfac ușor de-a lungul planului de sedimentare mărginit de stratele exterioare cu SiO_2 a două foițe alăturate.

Dacă la o moleculă de pirofilit, un atom de Al^{+3} este înlocuit cu un atom de Mg^{+2}, molecula, pînă atunci stabilă, se dezechilibrează din punct de vedere electric, avînd de acum o sarcină negativă în exces. Valența rămasă disponibilă este ocupată de Na^{+1} sau de o jumătate de Ca^{+2}. Acest atom situat pe suprafața moleculei reprezintă o bază de schimb și prezența ei transformă pirofilitul inert în mineral montmorillonitic, cu bază

de schimb, proprietăți de ionizare, hidratare, dispersie, etc. Formula chimică a acestui mineral numit saponit este în acest caz, următoarea:

$$Na(Al\ Mg)Si_3O_{10} \cdot (OH)_2 \qquad (3.39)$$

Este posibil ca în formula pirofilitului, magneziul să nu înlocuiască aluminiul, ci un atom de siliciu. Și în acest caz rămîne o valență disponibilă ocupată imediat de Na^{1+}, substituirea dînd naștere beidelitului, un alt mineral din grupa betonitelor:

$$Na(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 \qquad (3.40)$$

Sînt posibile și substituiri mai complicate, cum ar fi atît substituirea aluminiului cît și a magneziului în aceiași moleculă, adică:

$$Na(AlMg) \cdot Na(AlSi_3)O_{10} \cdot (OH)_2 \qquad (3.41)$$

Datele experimentale au arătat că în cazul montmorillonitului substituirea aluminiului prin magneziu se face numai în proporție de o treime, ceea ce înseamnă că practic numai un atom de aluminiu din șase este înlocuit prin magneziu și atunci reprezentarea corectă a montmorillonitului este următoarea:

$$0{,}33\ Na\ (1{,}67Al\ 0{,}33Mg) \cdot Si_4O_{10} \cdot (OH)_2 \qquad (3.42)$$

Prin substituirea Fe^{3} sau Fe^{2} în locul aluminiului din pirofilit pot rezulta și alte minerale din grupa montmorillonitului, așa cum este cazul cu nontronitul.

Așa după cum s-a mai arătat, foițele de mentmorillonit nu sînt atașate în mod rigid una de alta, ci se pot separa cu ușurință. În cazul umezirii, apa pătrunde cu ușurință, de-a lungul acestora, producînd hidratarea ionului înlocuibil și apoi a suprafeței stratului exterior de silicat al foițelor.

Pentru dizolvarea ionului de sodiu, montmorillonitul absoarbe o cantitate mare de apă, care, pătrunzînd între foițele acestuia, le dezlipește și le îndepărtează unele de altele (fig. 3.37 și 3.38).

Adsorbția fiind un fenomen de suprafață, cantitatea de apă ce poate fi absorbită depinde și de dimensiunile particulelor componente, știut fiind că prin hidratare, toate foițele care alcătuiesc structura mineralului argilos vor fi învelite într-o peliculă de apă.

Ca urmare a fenomenului de adsorbție, argilele montmorillonitice sînt plastice, se umflă modificîndu-și vizibil volumul și se exfoliază, proprietăți de care trebuie întotdeauna ținut seama.

Grupa micelor hidratate este reprezentată prin illit sau bravaisit. Are o structură asemănătoare cu aceea a montmorillonitului, cu deosebirea că o parte din atomii de Si^{4+} sînt înlocuiți cu Al^{3+}, valența rămasă liberă fiind ocupată de K^{1+}.

Micele hidratate sînt înrudite cu micele naturale, dar conțin mai puțin potasiu decît acestea.

Ca și în cazul micelor naturale, potasiul este fixat în exteriorul foițelor care alcătuiesc structura lamelară a moleculelor, compensînd încărcările rezultate din înlocuiri și asigurînd o legătură mai strînsă între particule. Din acest motiv, illitul este mai stabil și nu se umflă în contact cu apa.

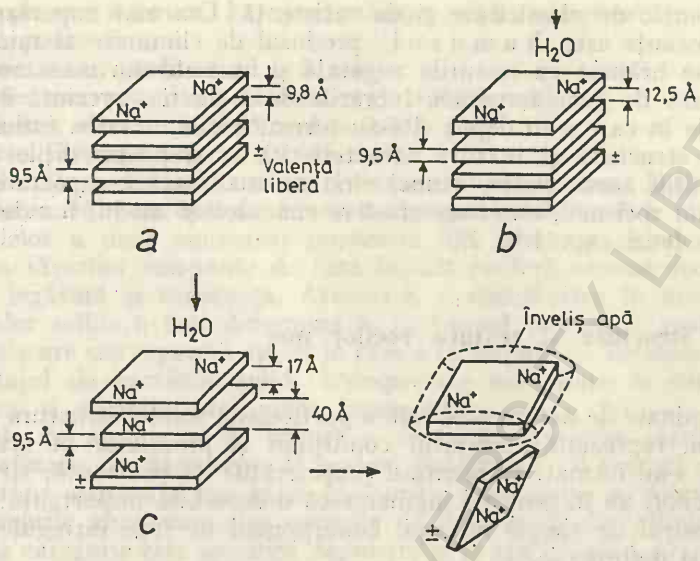


Fig. 3.37. Hidratarea montmorillonitului sodic (după W. F. Rogers, 1968):
a — în aer uscat (distanța între foițe, 9,8 Å); *b* — în aer umed — distanța între foițe se mărește la 12,5 Å; *c* — inundat — distanța între foițe se mărește între 17 Å și 40 Å.

Compoziția generală a micelor hidratate este aproximativ următoarea:

$$K_y(Al_4, Fe_4, Mg_6)(Si_{8-y}—Al_4)O_{20}\cdot(OH)_4 \qquad (3.43)$$

Pe lîngă mineralele argiloase, în compunerea rocilor moi, mai intră și alte minerale secundare, împărțite după solubilitate, în minerale s o l u b i l e și i n s o l u b i l e.

Dintre mineralele solubile sau de precipitație, cele mai frecvent întîlnite sînt carbonații de calciu (calcitul și aragonitul), carbonatul de calciu și mag-

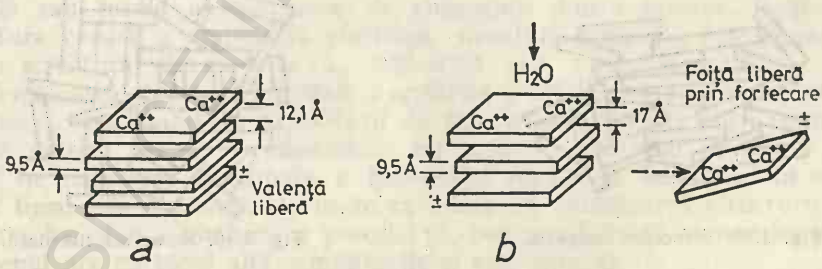


Fig. 3.38. Hidratarea montmorillonitului de calciu (după W. F. Rogers, 1969):
a — în aer uscat — distanța între foite, 12,1 Å; *b* — în condiții de aer umed sau inundat — distanța între foițe se mărește prin hidratare la 17 Å;

neziu (dolomitul), sulfatul de calciu (gipsul) și clorura de sodiu (sarea); din categoria mineralelor insolubile, amintim hidroxidul de aluminiu (hidroargilitul) și hidroxidul de fier (limonitul).

Deși substanțele de natură organică nu depășesc 5% din greutatea rocilor moi, au totuși o influență importantă asupra caracteristicilor lor

de consistență, de plasticitate și de rezistență. Cea mai importantă dintre aceste substanțe este h u m u s u l, produsul de eliminare al microorganismelor ce se hrănesc cu resturile vegetale și animale din masa rocilor moi.

În afară de geneză, pentru lucrările de inginerie, prezintă importanță și condițiile în care s-au depus și s-au format rocile, acestea influențîndu-le nu numai structura și textura caracteristică ci și proprietățile lor fizico-mecanice. Din acest motiv, atunci cînd se analizează comportarea la solicitări a unor roci moi, este necesar să se cunoască și modul lor de depunere și formare (vezi cap. 1 și 2).

3.4.2. Structura și textura rocilor moi

Determinate de natura minerală a particulelor solide, structura și textura rocilor moi, reprezintă rezultatul condițiilor și proceselor în urma cărora aceste roci s-au format. Influențînd proprietățile de rezistență, structura și textura rocilor, au în geologia inginerească o deosebită importanță, depășind cu mult cadrul de simple noțiuni, condiționînd de fapt întregul proces de rezistență și deformație.

Ca mod de asociere a particulelor solide din componența rocilor moi, au fost delimitate următoarele tipuri de structuri:

a) pentru rocile moi coezive:
   — structura dispersă;
   — structura floculară.
b) pentru rocile moi, necoezive:
   — structura grăunțoasă, afînată;
   — structura grăunțoasă, îndesată.

Așezarea particulelor în cazul structurii de tip dispers, este aceea de dispunere față în față (fig. 3.39) și este caracteristică argilelor depuse în bazine cu apă dulce.

Fig. 3.39. Structură dispersă.

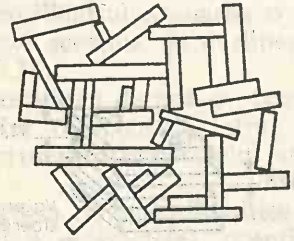


Fig. 3.40. Structură floculară.

În cadrul structurii floculare, proprie argilelor depuse în bazine cu apă sărată, elementele componente solide sînt așezate în așa fel încît muchia unei particule, caracterizată printr-o încărcătură electrică de sens pozitiv, se sprijină pe fața cu încărcătură electrică negativă a particulei alăturate (fig. 3.40).

Structura rocilor necoezive se bazează pe contactul direct dintre particulele solide componente între care rămîn goluri cu dimensiuni determinate de mărimea acestora și de gradul lor de îndesare.

După dimensiunile particulelor solide componente, structura rocilor moi poate fi:

— grosieră sau psefitică ($d > 2$ mm);
— medie sau psamitică (2 mm $> d > 0{,}05$ mm);
— fină sau aleuritică ($0{,}05 > d > 0{,}005$ mm);
— foarte fină sau pelitică ($0{,}005 > d$).

După formă, se disting structuri: 1) lamelare; 2) aciculare; 3) grăunțoase.

Depunerea în punctele de contact ale particulelor solide din componența argilelor a unor cimenturi provenite din alterarea chimică sau din precipitarea sărurilor conținute de faza lichidă conferă acestor roci calități sporite de legătură și rezistență. Aranjarea și distribuirea în masa rocilor a particulelor solide a fost determinată, în timpul proceselor geologice, de starea de mișcare sau repaus a apelor în care s-au depus, de debitele acestora, de procentajul de particule solide transportate sau aflate în suspensie și de mărimea și variația presiunilor litologice.

Formele de prezentare în natură a texturilor au fost clasificate în: 1) texturi afînate sau necoezive; 2) texturi stratificate; 3) texturi compacte.

Din prima categoria fac parte nisipurile, pietrișurile și bolovănișurile, adică depunerile aluvionare din conurile de dejecție și din albiile rîurilor.

A doua categorie este specifică depunerilor în ape liniștite. După aspect, o alternanță de strate subțiri de argile și nisipuri reprezintă o textură laminară, texturile lenticulare și șistoase avînd de asemenea legătură cu depunerile argiloase, marnoase și nisipoase.

Textura compactă este caracteristică rocilor coezive, lipsite de stratificație, de la argile pînă la loessuri și prafuri.

Pentru realizarea unor construcții inginerești în cadrul cărora rocile moi iau parte ca elemente de fundație (clădiri, poduri, diguri, halde etc.) sau de rezistență (taluze, baraje de anrocamente, plansee în cadrul excavațiilor subterane etc.) nu este suficientă numai cunoașterea structurii naturale a acestor roci.

Modificarea din diferite cauze a structurii naturale a rocilor moi înseamnă nu numai o rearanjare a particulelor solide componente, ci și pierderea parțială sau totală a legăturilor de cimentare dintre acestea. Indiferent de natura cauzei și amploarea efectului, structurii rezultate i se spune că este o structură deranjată, tulburată sau remaniată.

Remanierea structurii naturale a argilelor și argilelor prăfoase determină o creștere considerabilă a capacității de deformare a acestor roci, fenomen care la nivelul actual de cunoaștere nu poate fi controlat de om și este însoțit de reducerea simțitoare a rezistenței rocilor la solicitări. În cazul rocilor lipsite de coeziune, cu toate că odată cu modificarea structurii inițiale are loc și o schimbare a porozității, compresibilității și rezistențelor, fenomenul are cu totul altă semnificație și este general.

3.4.3. Compoziția granulometrică a rocilor moi.

Pentru a funda o construcție sau a executa orice altă lucrare în care participă rocile moi, una din primele informații despre acestea trebuie să se refere la fracțiunile granulare care le compun. Datorită naturii și modului

lor de formare, în alcătuirea rocilor moi intră tot felul de particule solide cu dimensiuni ce variază de la microni pînă la zeci de centimetri.

Avînd în vedere că faza solidă imprimă rocilor moi cea mai mare parte din caracteristici și că mărimea acestora depinde printre altele de dimensiunile particulelor solide și de ponderea cu care acestea intră în alcătuire, toate observațiile și măsurătorile privind compoziția se fac pe clase sau fracțiuni granulare.

Clasa sau fracțiunea granulară, reprezintă totalitatea particulelor solide cuprinse într-un interval mărginit de două dimensiuni limită. Întrucît valorile acestor dimensiuni nu sînt stabilite după un criteriu exact și unanim recunoscut de specialiștii în mecanica rocilor, în decursul timpului au fost elaborate o mulțime de variante, din care o parte sînt prezentate sintetic în tabelul 3.8.

Propunerile avansate în anul 1905 de A. M. Atterberg și adoptate apoi de Asociația internațională de știința solului, au plecat de la o serie de constatări practice și anume:

— particulele solide aflate în suspensie au o mișcare brauniană, numai atunci cînd dimensiunile lor sînt sub 0,002 mm;

— dimensiunea minimă a particulelor solide ce pot fi văzute cu ochiul liber, este de 0,02 mm;

— granulele de nisip pot fi simțite prin pipăire, numai dacă au dimensiunea de minim 0,2 mm;

— dimensiunea maximă a particulelor ce pot fi purtate de apă este de 2 mm.

Repartiția fracțiunilor granulare, în procente din greutatea totală a particulelor solide, este definită ca fiind compoziția granulometrică a rocilor moi.

Determinarea acestei compoziții se face prin analize granulometrice, în cadrul cărora se efectuează cerneri prin ciururi pentru sortarea granulelor mai mari de 2 mm, cerneri prin site pentru granulele cuprinse între 2 și 0,05 mm, și sedimentare în apă pentru particulele mai mici de 0,05 mm.

Separarea prin cernere a fracțiunilor granulare este aplicabilă numai rocilor moi necoezive.

Ochiurile ciururilor au secțiune rotundă cu diametre de 20, 10 și 5 mm. Fiind confecționate din țesătură, sitele au ochiurile pătrate cu latura de 2; 1; 0,5; 0,25; 0,1; 0,08...0,05 mm. Diametrul granulelor se consideră egal cu dimensiunile ochiurilor ultimei site sau ultimului ciur prin care trec.

Înainte de analiză, proba se usucă în etuvă la +105°C pînă ajunge la masă constantă. Durata cernerii este de 10 minute, atunci cînd se face mecanic și de 12 minute cînd se execută manual.

Atunci cînd prin ultima sită trece mai mult de 10% din masa totală inițială, analiza prin cernere, este continuată prin sedimentare.

După compoziția granulometrică, rocile moi necoezive se pot subdiviza în: 1) roci moi pietroase; 2) roci moi nisipoase;

Analiza granulometrică prin metoda sedimentării se bazează pe faptul că depunerea în apă a unei particule solide se face cu o viteză constantă direct proporțională cu greutatea sa. Ca dimensiune a particulei, se ia diametrul sferei echivalente, adică acela al unei sfere avînd densitatea și viteza de depunere în apă egale cu ale particulei. Raza sferei echivalente se calculează cu ajutorul legii lui Stockes, potrivit căreia, în timpul depu-

nerii, masei M a sferei i se opune rezistența R a lichidului și ca urmare a echilibrului dinamic dintre cele două forțe, particula cade cu viteză uniformă.

$$M = \frac{4}{3}\pi r^3 g(\rho - \rho_{apă}) \tag{3.44}$$

$$R = 6\pi\eta r v \tag{3.45}$$

în care: r este raza sferei (cm); g — accelerația gravitației (cm/s^2); ρ — densitatea particulei (gf/cm^3); $\rho_{apă}$ — densitatea apei (gf/cm^3); η — coeficient de vîscozitate a lichidului (gf/cm/s); v — viteza de sedimentare (cm/s).

Din egalarea celor două relații, rezultă că raza sferei se poate calcula cu formula:

$$r = \sqrt{\frac{9v\eta}{2g(\rho - \rho_{apă})}} \tag{3.46}$$

Determinînd viteza de sedimentare prin măsurarea spațiului h pe care-l parcurge particula în timpul t, relația (3.46) se mai poate scrie și sub forma

$$r = \sqrt{\frac{9\eta}{2g(\rho - \rho_{apă})} \cdot \frac{h}{t}}, \tag{3.47}$$

relație din care rezultă că diametrul particulei este egal cu

$$d = \sqrt{\frac{18\eta}{g(\rho - \rho_{apă})} \cdot \frac{h}{t}} \tag{3.48}$$

Pentru efectuarea analizei propriu-zise, pot fi utilizate atît metoda areometrului cît și metoda pipetei.

Prelucrarea și interpretarea rezultatelor obținute prin analiza granulometrică se face cu ajutorul reprezentărilor grafice în diagrame semilogaritmice, histograme sau diagrame ternare (fig. 3.41—3.42).

Principalul rezultat obținut prin analiza granulometrică este acela de identificare a rocilor moi după conținutul lor în fracțiuni granulare. Așa cum s-a mai arătat însă, criteriile de stabilire a dimensiunilor limită sînt foarte diferite și pentru a da posibilitatea eliminării unor confuzii în tabelul 3.8, sînt prezentate 19 variante de intervale granulometrice elaborate sau difuzate de: 1 — A. M. Atterberg; 2 — P. Niggli; 3 — STAS — R. S. România; 4 — U. S. Bureau of Reclamation; 5 — American Society for Testing Materials; 6 — U. S. Department of Agriculture; 7 — British Standards Institution; 8 — British Cast. Iron Research Assoc.; 9 — Centre d'etudes et de recherches geotehniques; 10 — Laboratoire Central des Ponts et Chausseés; 11 — Deutsche Industrie Norme; 12 — Deutsche Gesellschaft fur Bauwesen; 13 — Baugrundsuntersuchungen (Loos); 14 — Centre Geotecnico Napoli; 15 — Comm. Mat. Stradali del CNR; 16 — E. M. Sergheev (URSS); 17 — L. B. Ruhin (URSS); 18 — Association Belge pour l'Etude, l'Essai et l'Emploi des Materiaux; 19 — Massachussets Institute of Technology.

Denumirile din punct de vedere petrografic ale principalelor fracțiuni granulare din componența rocilor moi sînt acelea de psefite, psamite și

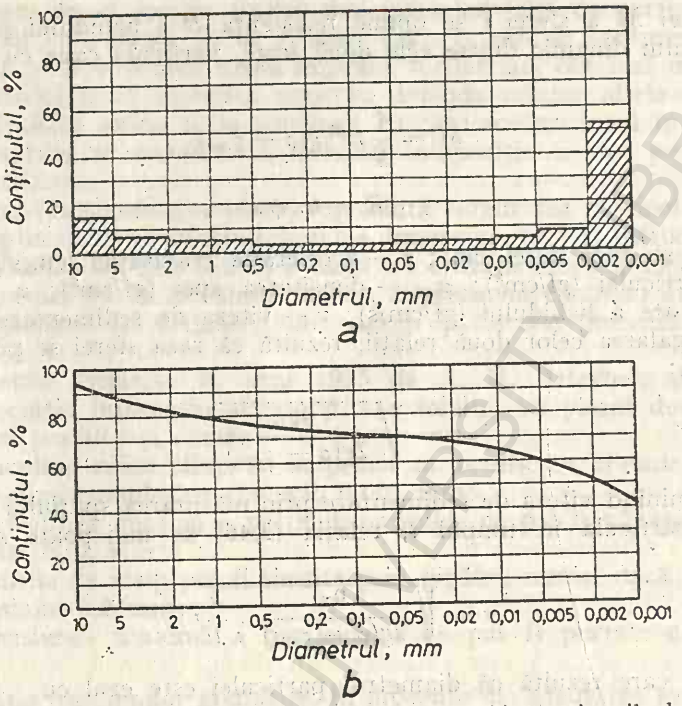


Fig. 3.41. Histograma (*a*) și curba granulometrică (*b*) a unei argile de la Palazu Mare.

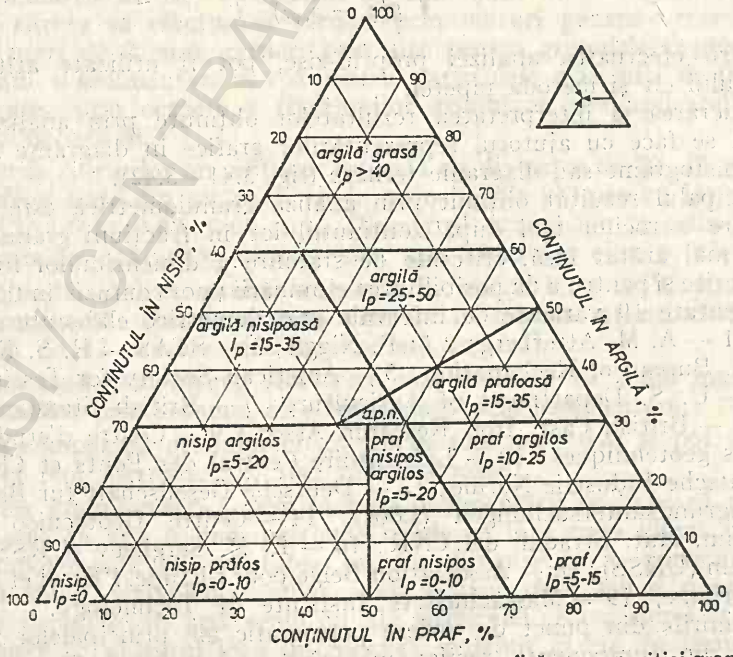


Fig. 3.42. Diagrama ternară pentru reprezentarea grafică a compoziției granulometrice a rocilor moi.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.8. LIMITELE DE SEPARARE A FRACȚIUNILOR GRANULARE ALE ROCILOR MOI, DUPĂ DIFERIȚI AUTORI

	1000	100	10	1	0,1	0,01	0,001	0,0001
	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	
1	Blocuri	Bolovăniș	Pietriș	Nisip mare	Nisip fin	Praf	Argilă	
2	Blocuri	Pietriș		Nisip		Praf		Argila
		mare	fin	mare	fin	mare	fin	
3	Blocuri	Bolovăniș	Pietriș	Nisip		Praf	Argilă	
				mare	×× fin			
4		Pietriș		Nisip		Praf și Argilă		
		mare	mediu	mare	mediu fin	neplastic		plastic
5	Bolovăniș	Pietriș		Nisip		Praf	Argilă	
6	Pietriș			Nisip		Praf	Argilă	
7		Pietriș		Nisip		Praf		Argilă
				mare	mediu fin	mare	mediu fin	
8				Nisip		Praf	Argilă	
				×	×× ×× fin	××	fin	
9		Pietriș		Nisip			Praf	Argilă
				×	×× ×× fin	mare	fin	mare fin mare fin arg.
10	Bolovăniș	Pietriș		Nisip mare	Nisip fin	Praf	Argilă	Ultra arg.
11	Bolovăniș	Pietriș		Nisip		Praf		Argilă
		mare	mediu fin	mare	mediu fin	mare	mediu fin	
12	Blocuri	Pietriș		Nisip			Praf	Argilă
		××	mediu fin	××	mediu fin	××	fin	mare fin
13	Pietriș			Nisip		Praf	Argilă	
14	Blocuri	Pietriș		Nisip		Praf		Argila
		mare	fin	mare	fin	mare	fin	
15	Blocuri	Pietriș		Nisip		Praf	Argilă	
16	Blocuri	Bolovăniș	Pietriș	Nisip		Praf	Argilă	
17	Blocuri	Bolovăniș	Pietriș	Nisip		Praf	Argilă	
18	Bolovăniș	Pietriș		Nisip		Praf	Argilă	
				mare	fin			
19	Blocuri	Bolovăniș	Pietriș	Nisip		Praf	Argilă	

	1000	100	10	1	0,1	0,01	0,001	0,0001
	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	8 6 4 2	

× *Foarte mare* ×× *Mare* $\overset{\times}{\times}\times$ *Mediu*

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pelite după P. Niggli; psefite, psamite, aleurite și pelite după GOST — URSS); blocuri, bolovani, pietriș, nisip, praf și argilă după STAS — România.

Identificarea rocilor moi după repartiția principalelor fracțiuni granulare se face, de asemenea, după o serie de clasificări, din care mai cuprinzătoare pare a fi clasificarea lui V. V. Ohotin (1933) adaptată și standardizată cu unele mici modificări și la noi în țară (tabelele 3.9 și 3.10).

Tabelul 3.9.

Identificarea rocilor moi necoezive după compoziția granulometrică

Tip	Granulație	Denumire și dimensiuni	Compoziție granulometrică
Pietroase	Grosiere	blocuri > 200 mm	Conținutul din fracțiunea mai mare de 200 mm, reprezintă mai mult de 50%.
		bolovăniș 20...200 mm	Conținutul din fracțiunea mai mare de 20 mm, reprezintă mai mult de 50%
Nisipoase	de granulație mijlocie	pietriș 2...20 mm	Conținutul din fracțiunea mai mare de 2 mm, reprezintă mai mult de 50%.
		nisip cu pietriș	Conținutul din fracțiunea mai mare de 2 mm, reprezintă mai mult de 25%.
		nisip mare 0,5...2 mm	Conținutul din fracțiunea mai mare de 0,5 mm, reprezintă mai mult de 50%.
	de granulație fină	nisip mijlociu 0,25...0,5 mm	Conținutul din fracțiunea mai mare ca 0,25 mm, reprezintă mai mult de 50%.
		nisip fin 0,1...0,25 mm	Conținutul din fracțiunea mai mare cu 0,1 mm, reprezintă mai mult de 75%.
		nisip făinos 0,05...0,1 mm	Conținutul din fracțiune mai mică decît 0,1 mm reprezintă mai mult de 75%.

S-a constatat că pe lîngă posibilitățile de identificare, determinarea prin analize granulometrice a procentelor în care intervin diferitele fracțiuni granulare în alcătuirea rocilor moi poate furniza indicații și asupra unor proprietăți fizice și mecanice ale acestora, după cum urmează:

— frecarea dintre particulele solide componente are valori mai mari în cazul granulațiilor neuniforme și mai reduse în cazul celor uniforme și foarte uniforme;

— procentul de fracțiuni argiloase determină valoarea coeziunii reale a rocilor moi, absența acestora din compoziție fiind o proprietate de bază a rocilor necoezive;

Tabelul 3.10.

Identificarea rocilor moi coezive după compoziția granulometrică

Nr. crt.	Denumirea		Compoziția granulometrică %		
			Argilă $d < 0{,}005$ mm	Praf $d < 0{,}05$ mm	Nisip $d > 0{,}05$ mm
1	Foarte coezive	Argilă grasă	peste 60	mai puțin decît argilă	mai puțin decît argilă
2		Argilă	35...60	mai puțin decît argilă	sub 30
3	Coezive	Argilă prăfoasă	30...50	mai puțin decît argilă	mai puțin decît praf
4		Argilă nisipoasă	30...60	mai puțin decît argilă	peste 30
5		Argilă prăfoasă nisipoasă	30...35	mai mult decît argilă	peste 30
6	Slab coezive	Praf argilos	15...30	mai mult decît nisip	sub 30
7		Praf argilos nisipos	15...30	mai mult decît nisip	peste 30
8		Praf	0...15	mai mult decît argilă	sub 30
9		Praf nisipos	0...15	mai mult decît nisip	peste 30
10		Nisip argilos	15...30	mai puțin decît nisip	mai mult decît praf
11		Nisip prăfos	0...15	mai puțin decît nisip	mai mult decît praf
12		Nisip	sub 10	sub 10	90

— plasticitatea rocilor moi pămîntoase este direct influențată de conținutul în fracțiuni argiloase și fin dispersate;

— coeficientul de filtrație al rocilor moi se reduce odată cu creșterea procentului de particule fine și a coeficientului de neuniformitate;

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

— gradul de îndesare este mai mare la o granulație neuniformă, întrucît particulele cu dimensiuni mici umplu mai bine golurile dintre granulele cu dimensiuni mari.

Sensibilitatea la îngheț poate fi de asemenea apreciată după compoziția granulometrică, pe diagrama din fig. 3.43 fiind delimitate cele patru domenii caracteristice.

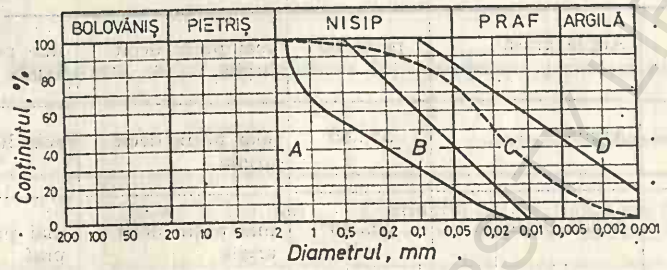


Fig. 3.43. Determinarea sensibilității la îngheț a unui praf argilos de la Roșia de Jiu, în funcție de compoziția granulometrică:
A — puțin sensibil; *B* — foarte sensibil; *C* — sensibil; *D* — nesensibil.

În afară de curba de distribuție a diferitelor fracțiuni granulare, cele mai importante dintre datele obținute prin analiza granulometrică se referă la diametrul efectiv, coeficientul de neuniformitate și indicele de activitate coloidală.

Diametrul efectiv este diametrul care corespunde pe curba granulometrică a reprezentărilor semilogaritmice unui procent de 10% din conținut.

Coeficientul de neuniformitate sau coeficientul lui Hazen, este raportul dintre diametrul corespunzător procentului de 60% din conținut și diametrul efectiv, adică

$$u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \tag{3.49}$$

După valorile acestui raport, rocile moi se împart în:

— roci moi foarte uniforme $u < 5$
— roci moi uniforme $5 < u < 15$
— roci moi neuniforme $15 < u$

Din analiza numeroaselor rezultate de laborator, domeniul de variație a coeficientului de neuniformitate este cuprins aproximativ între următoarele valori:

— argilă $10 < u < 100$
— argilă nisipoasă $10 < u < 20$
— praf $10 < u < 20$
— nisip curgător $2 < u < 10$
— nisip de plaje $1{,}5 < u < 5$
— nisip de rîu $u < 20$
— pietriș $u < 100$

Avînd în vedere faptul că fracțiunile argiloase din masa rocilor moi pot absorbi un volum mare de apă provocînd umflarea și deranjarea structurii, analiza granulometrică mai prezintă interes și pentru faptul că determină procentul în particule cu diametrul mai mic de 2 microni.

Raportul dintre indicele de plasticitate și procentul din greutate al fracțiunilor cu diametrul mai mic decît 0,002 mm a fost definit de Skempton în anul 1953 ca *indice de activitate coloidală*:

$$A_c = \frac{\text{indicele de plasticitate}}{\text{greutate în \% a fracțiunilor cu } d < 0{,}002} \tag{3.50}$$

În funcție de mărimea acestui indice, argilele pot fi împărțite în trei categorii și anume: argile active $A > 1{,}25$; argile normale $1{,}25 > A > 0{,}75$; argile inactive $0{,}75 > A > 0{,}00$.

Determinarea acestui indice furnizează de fapt primele informații asupra dificultăților ce se pot ivi atunci cînd rocile moi analizate se găsesc în fundamentul sau în elementele de rezistență ale unor construcții de la suprafață sau din subteran. Prin analizarea în laborator a mai multor tipuri de minerale din compoziția rocilor moi argiloase, s-au stabilit ca fiind caracteristice pentru indicele de activitate coloidală următoarele valori:

Calcit 0,18
Micașist 0,20
Caolinit 0,36—0,46
Illit 0,90
Montmorillonit de Ca 1,50
Montmorillonit de Na 7,20

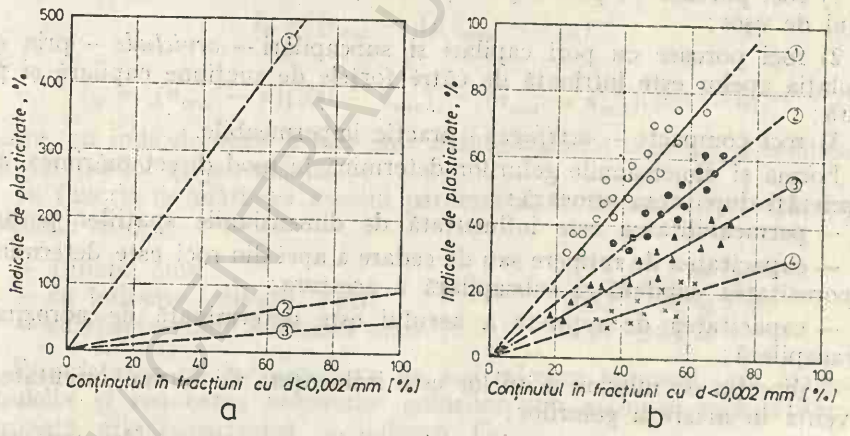


Fig. 3.44. Influența naturii mineralelor argiloase asupra corelației dintre conținutul în fracțiuni argiloase și indicele de plasticitate al rocilor moi (după A. W. Skempton, 1953):
a — minerale argiloase (*1* — montmorillonit sodic cu $A_c = 7{,}2$; *2* — illit cu $A_c = 0{,}9$; *3* — caolinit cu $A_c = 0{,}38$); *b* — argile (*1* — argilă de Shellhaven cu $A_c = 1{,}33$; *2* — argilă de Londra cu $A_c = 0{,}95$; *3* — argilă de Weald cu $A_c = 0{,}63$; *4* — argilă de Horten cu $A_c = 0{,}42$).

Modul în care natura mineralelor care alcătuiesc particulele solide din componența rocilor argiloase influențează valorile acestui indice este reprezentat și în fig. 3.44.

3.4.4. Porozitatea și gradul de îndesare la rocile moi

Definită ca raport între volumul golurilor din masa unei roci și volumul total al acesteia, porozitatea este unul din parametrii care influențează atît mărimea unor caracteristici fizice cît și comportarea la solicitări a rocilor moi

După originea lor, golurile din masa rocilor se împart în două categorii:

— primare, reprezentate de spațiile dintre particulele componente;

— secundare, reprezentate atît de golurile dintre suprafețele de contact ale straterlor cît și de spațiile rezultate în urma acțiunilor de dizolvare și sufozie mecanică a apei, de cele existente între fisurile de contracție și de golurile de altă natură (rădăcini de plante și arbori, canale produse de rîme și rozătoare).

Din punct de vedere al lărgimii spațiilor poroase, porozitatea poate fi:

— *capilară,* corespunzătoare canalelor cu un diametrul cuprins între 0,5080 și 0,0002 mm sau golurilor dintre suprafețele fisurilor sau contactelor dintre strate cu deschiderea între suprafețe de 0,2540—0,0001 mm;

— *subcapilară,* constînd din pori mai mici de 0,0002 mm;

— *supracapilară,* corespunzătoare porilor cu deschidere mai mare decît 0,510 mm sau suprafețe de contact situate la o depărtare între fețe, de 0,254 mm.

În funcție de categoria de porozitate predominantă în masiv, rocile se pot clasifica în:

1) roci poroase cu pori supracapilari — *acvifere* — prin care apa circulă destul de ușor;

2) roci poroase cu pori capilari și subcapilari — *acviclude* — prin care circulația apelor este înfrînată de către forțele de sucțiune capilară și peliculară;

3) roci compacte — *acvifuge* — practic impermeabile.

Forma și dimensiunile golurilor determină în mod direct mărimea unor proprietăți după cum urmează;

— permeabilitatea este influențată de dimensiunile spațiilor poroase;

— capacitatea de reținere sau de cedare a apei din roci este determinată de porozitatea capilară și subcapilară a acestora;

— capacitatea de reținere a aerului este determinată de porozitatea supracapilară;

— direcția de mișcare a apelor este influențată de forma, orientarea și frecvența în masiv a golurilor;

— compresibilitatea este determinată de structura rocilor moi și de volumul de pori.

Volumul particulelor solide din alcătuirea rocilor moi pămîntoase este întotdeauna constant, în timp ce volumul total al acestora poate suferi modificări în funcție de influențele diferiților factori.

Raportul dintre volumul golurilor și volumul particulelor solide reprezintă o altă caracteristică a rocilor moi pămîntoase, denumită i n d i c e sau c i f r ă a p o r i l o r. Între cele două caracteristici, în afara relației (3.12′) mai există și următoarea legătură:

$$n = e(1 + e)^{-1} \tag{3.51}$$

Prin contracție-umflare sau prin consolidare, volumul total al acestor roci se modifică influențînd mărimea parametrilor obținuți prin raportarea la unitatea de volum. Din această cauză, în toate fenomenele care conduc la modificări de volum se utilizează indicele porilor, în timp ce porozitatea este utilizată în fenomenele legate de prezența sau circulația prin pori a apei.

În cazul nisipurilor, coeficientul de neuniformitate și mărimea fracțiunilor granulare din compoziție influențează direct volumul golurilor. Nisipurile cu granulație uniformă au o porozitate cuprinsă între 25 și 50%, în timp ce la cele neuniforme aceasta scade între 15 și 35%. Atunci cînd în componența lor intră mica, porozitatea nisipurilor crește pînă la 90%. Pietrișurile, caracterizate printr-o neuniformitate mai mare, se înscriu între 30 și 55% porozitate.

Rocile moi pămîntoase, coezive, au un domeniu de variație al porozității, cu mult mai mare decît al nisipurilor, datorită structurii lor lamelare fine și foarte fine. Valorile acestui domeniu sînt aproximativ următoarele:

— argile noi 50...70%;
— argile recent depuse 70...90%;
— argile consistente 35...70%;
— argile virtoase 30...50%
— argile tari 15...30%;
— lehm (lut) 20...35%;
— loessur 40...60%;
— nămoluri și turbe 70...90%

Pentru caracterizarea stării naturale a nisipurilor și a altor roci aflate în stare dezagregată se utilizează în mod curent un alt parametru, denumit *grad de îndesare* I_D. Valorile acestui parametru, pot fi determinate în funcție de indicele porilor sau de porozitate:

$$I_D = (e_{max} - 1)(e_{max} - e_{min})^{-1} \tag{3.52}$$

sau:

$$I_D = [(n_{max} - n)(100 - n_{min})] \cdot [(n_{max} - n_{min})(100 - n)]^{-1} \tag{3.53}$$

în care, cu indicele *max* și *min* sînt notate valorile maxime și minime ale indicelui porilor și porozității.

În funcție de mărimea acestui parametru, rocile moi necoezive, pot fi clasificate în:

— afînate, cînd $0 < I_D \leqslant 0{,}33$
— cu îndesare mijlocie, cînd $0{,}33 < I_D \leqslant 0{,}67$
— compacte (bine îndesate) cînd $0{,}67 < I_D \leqslant 1$

Proprietatea rocilor necoezive de a-și micșora volumul prin reașezarea granulelor și reducerea volumului golurilor sub acțiunea solicitărilor este exprimată prin capacitatea de îndesare C_i:

$$C_i = (e_{max} - e_{min})\, e_{min}^{-1} \tag{3.54}$$

În funcție de mărimea acestui parametru, aceste roci pot fi încadrate în una din următoarele categorii: 1) cu capacitate mică de îndesare ($C_i \leqslant 0{,}4$) 2) cu capacitate mijlocie de îndesare ($0{,}4 < C \leqslant 0{,}6$); 3) cu capacitate mare de îndesare ($0{,}6 < C_i \leqslant 1{,}0$).

Gradul de îndesare al rocilor moi coezive, sau compactitatea, este exprimat prin raportul dintre greutatea specifică aparentă — în stare uscată — și greutatea specifică absolută, adică:

$$C = \gamma_u \cdot \gamma_s^{-1} \tag{3.55}$$

Înlocuind termenii din dreapta ecuației (3.55) cu (3.16) rezultă că valoarea compactității se poate calcula și prin relația:

$$C = 1 - n \tag{3.56}$$

La execuția digurilor, barajelor de anrocamente și a drumurilor prezintă interes un alt raport, denumit grad de compactare, definit ca raportul dintre aceeași greutate specifică aparentă în stare uscată și greutatea specifică aparentă maximă în stare uscată, obținută în laborator prin compactare normală în aparatul Proctor, adică:

$$D = \gamma_u \cdot \gamma_{u\,max} \tag{3.57}$$

3.4.5. Plasticitatea și consistența rocilor moi.

Fiind medii disperse formate din două sau trei faze, rocile moi pămîntoase pot sau nu să preia solicitări numai în funcție de rezistența mecanică a particulelor care le alcătuiesc scheletul solid și de raportul în care această fază se găsește cu fazele gazoasă și lichidă din golurile intergranulare.

Spre deosebire de rocile tari, care fizic se pot prezenta numai ca solide, rocile moi coezive, în funcție de mărimea raportului apă: schelet, pot fi fluide, plastice sau solide. Cum în acest raport volumul scheletului solid se păstrează constant, trecerea materialului prin cele trei faze este determinată în mod direct de cantitatea de apă din golurile intergranulare și de umiditățile corespunzătoare trecerii de la o stare la alta.

Deformațiile produse de solicitări rocilor moi coezive aflate în stare solidă sînt cu atît mai reversibile cu cît conținutul în apă este mai mic. Pînă la o anumită limită, numită umiditate de contracție (W_s) conținutul în apă nu le modifică volumul. Peste această limită, volumul crește proporțional cu faza lichidă, iar deformațiile remanente devin din ce în ce mai mari.

Transformarea unei roci moi coezive dintr-un corp solid în unul plastic se produce pe măsură ce raportul dintre faza solidă și cea lichidă depășește o anumită valoare de la care deformațiile produse de solicitări sînt remanente și nu sînt însoțite de modificarea volumului. Umiditatea care marchează această trecere a fost numită de savantul suedez Atterberg, umiditate de frămîntare, după numele metodei cu ajutorul căreia se identifică. Pentru că această umiditate corespunde limitei inferioare de plasticitate, i se mai spune și umiditate limită de frămîntare sau prescurtat limită de frămîntare (W_f).

Caracteristica principală a rocilor moi coezive aflate în stare plastică este aceea că își pot modifica forma prin modelare fără ca în masa lor să se producă fisuri, datorită rolului de lubrefiant pe care îl joacă învelișurile de apă adsorbită ale particulelor, la alunecarea acestora între ele.

Întrucît adsorbția este un fenomen de suprafață caracteristic particulelor cu dimensiuni mici, plasticitatea este proprie rocilor moi coezive care au în compoziția lor particule cu suprafață specifică mare. Mărimea acestei

suprafețe este determinată de numărul de particule conținute într-un mm^3 de rocă. Variația acestei suprafețe în funcție de diametrul particulelor este prezentată în tabelul 3.11.

Tabelul 3.11.

Variația suprafeței specifice a particulelor în funcție de diametrul acestora

Diametrul particulei, mm	Numărul de particule, buc/mm^3	Suprafața unei particule mm^2	Suprafața specifică, mm^2/mm^3
1	1	6	6
0,1	$1 \cdot 10^3$	$6 \cdot 10^{-2}$	60
0,01	$1 \cdot 10^6$	$6 \cdot 10^{-4}$	600
0,001	$1 \cdot 10^9$	$6 \cdot 10^{-6}$	60000
0,0001	1.10^{12}	$6 \cdot 10^{-8}$	60000
0,00001	1.10^{15}	$6 \cdot 10^{-10}$	600000

În cazul rocilor moi în care predomină particulele cu diametrul mai mare de 0,005 mm, trecerea din starea solidă în cea lichidă se produce brusc, fără a mai trece prin starea plastică.

În cazul cînd predomină particulele cu diametre mici, prin creșterea continuă a conținutului în apă se produce înmuierea rocii pînă ce aceasta începe să curgă și să se comporte ca un fluid vîscos. Acest punct corespunde limitei superioare de plasticitate și umiditatea datorită căreia roca își schimbă starea fizică, poartă numele de u m i d i t a t e d e c u r g e r e sau l i m i t ă d e c u r g e r e (W_c).

Așadar, domeniul de plasticitate al rocilor moi coezive I_p — depinde de diferența dintre umiditatea limită de curgere și umiditatea limită de frămînare și se definește cu ajutorul relației

$$I_p = W_c - W_f \tag{3.58}$$

În funcție de mărimea acestui indice, rocile moi coezive pot fi clasificate așa după cum se indică în tabelul 3.12.

Tabelul 3.12.

Clasificarea rocilor moi în funcție de mărimea indicelui de plasticitate

Indicele de plasticitate	Domeniul	Categoriile de roci
$I_p = 0$	Neplastice	Nisipuri Nisipuri prăfoase
$0 < I_p < 10$	Plasticitate redusă	Nisipuri argiloase Prafuri argiloase
$10 < I_p < 20$	Plasticitate mijlocie	Argile prăfoase, Argile nisipoase
$20 < I_p < 35$	Plasticitate mare	Argile.
$35 < I_p$	Plasticitate foarte mare	Argile grase

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În natură conținutul în apă al unei roci se găsește față de umiditățile sale limită (W_s, W_f, W_c) într-un raport care determină atît mărimea variațiilor de volum și de deformații la solicitări (fig. 3.45) cît mai ales starea sa fizică de consistență.

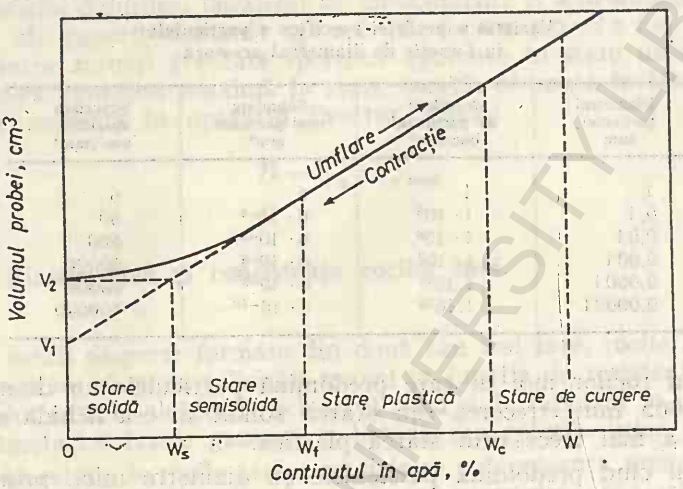


Fig. 3.45. Variația volumului rocilor argiloase în funcție de conținutul în apă:
V_1 — volumul scheletului alcătuit din particule solide; V_2 — volumul rocii; $V_2 - V_1$ = volumul de goluri.

Cantitativ, consistența rocilor moi coezive se exprimă prin indicele de consistență I_c, care este egal cu:

$$I_c = \frac{W_c - W}{W_c - W_f} \tag{3.59}$$

După mărimea acestui indice, rocile moi coezive se clasifică așa după cum se indică în tabelul 3.13.

Tabelul 3.13.

Clasificarea rocilor moi în funcție de mărimea indicelui de consistență

Valorile indicelui	Consistența
$I_c < 0$	Curgătoare
$0 < I_c < 0{,}25$	Plastic curgătoare
$0{,}25 < I_c < 0{,}50$	Plastic moi
$0{,}50 < I_c < 0{,}75$	Plastic consistente
$0{,}75 < I_c < 1{,}00$	Plastic vîrtoase
$1{,}00 < I_c$	Tari

În funcție de umiditatea naturală acest indice variază linear (fig. 3.46), ecuația dreptei fiind egală cu relația (3.59) atîta timp cît $W < W_c$. În cazul

BCU IAȘI / CENTRUL UNIVERSITY LIBRARY

unei umidități naturale mai mari decît umiditatea de curgere, ecuația dreptei este egală cu

$$I_c = \frac{W - W_c}{W_c - W_f} \qquad (3.60)$$

Deoarece la determinarea limitelor de plasticitate se utilizează paste din roci moi, — deci probe cu structura complet tulburată — indicele de consistență nu reflectă decît în mod aproximativ consistența în stare naturală a rocilor moi coezive, din paste lipsind în totalitate coeziunea struc-

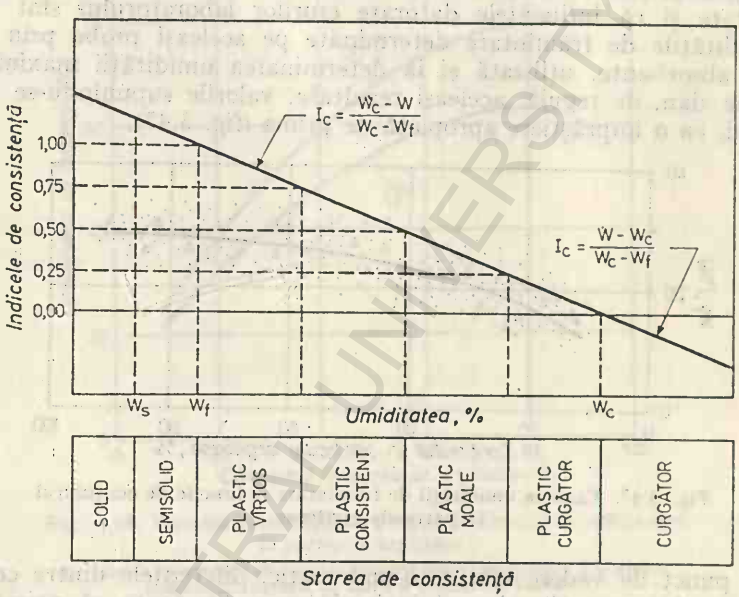


Fig. 3.46. Variația indicelui de consistență în funcție de conținutul în apă al rocilor argiloase.

turală dintre particulele componente. Această diferență explică, de fapt, cauzele pentru care în natură unele roci moi coezive cu o umiditate mai mare decît umiditatea de curgere au încă rezistențe la solicitări.

Cu toată această insuficiență, limitele de plasticitate ale rocilor moi coezive, așa cum au fost definite de Atterberg, sînt unanim acceptate datorită rezultatelor experimentale pozitive obținute în decursul timpului, iar cunoașterea lor a devenit obligatorie. Determinarea limitelor de plasticitate este laborioasă, cerînd multă pricepere din partea celui care o execută. Rezultatele experimentărilor nu coincid niciodată cu valoarea exactă a parametrului ce se determină, ci sînt mai mari sau mai mici decît aceasta, în funcție de mărimea erorilor de observație ce intervin în timpul lucrărilor experimentale. Neomogenitatea formațiunilor geologice, anizotropia rocilor, condițiile de colectare a probelor, metodologia de efectuare a încercărilor de laborator, sînt factori care determină o împrăștiere relativ mare a acestor valori. Dacă la toate acestea adăugăm și faptul că pentru determinarea umidității de frămîntare și umidității de curgere, standardele recomandă

cîte două metode diferite, prelucrarea și interpretarea datelor de laborator nu este de loc simplă.

Umidităţile de frămîntare se pot determina prin două metode și anume:

— metoda cilindrilor confecţionaţi prin rulare cu mîna, din pastă de rocă dezagregată;

— metoda mediilor absorbante.

Valorile corespunzătoare umidităţilor de frămîntare determinate prin metoda cilindrilor se repartizează pentru toate fracţiunile argiloase, după o distribuţie de tip Student. Împrăștierea acestora în jurul valorilor medii este în general relativ mică, ceea ce denotă că metoda prezintă o anumită omogenitate și că influenţele datorate erorilor laboratorului sînt minime.

Umidităţile de frămîntare determinate pe aceleași probe prin metoda mediilor absorbante, utilizată și la determinarea umidităţii maxime moleculare, ne dau, de regulă, aceleași rezultate, valorile supunîndu-se aceleiași distribuţii, cu o împrăștiere apropiată de prima (fig. 3.47).

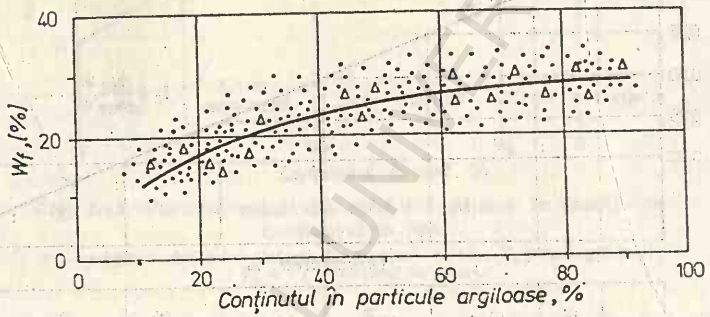


Fig. 3.47. Variaţia umidităţii de frămîntare în funcţie de conţinutul în particule argiloase.

Din punct de vedere statistico-matematic, diferenţele dintre cele două metode nu sînt semnificative ci întîmplătoare. Cu toate că prima dintre cele două metode este o metodă cu multe influenţe subiective, faptul că este simplă și că în decursul a peste șase decenii și-a dovedit utilitatea determină pe specialiști să o prefere.

Ecuaţia curbei medii de variaţie a umidităţii de frămîntare în funcţie de conţinutul în fracţiuni argiloase al unei probe avînd volumul egal cu unitatea este egală, în cazul argilelor de vîrstă daciană sau levantină, cu:

$$W_f = 0{,}09 + 0{,}32\ x - 0{,}18\ x^2 \qquad (3.61)$$

în care x este conţinutul în fracţiuni argiloase.

Nu același lucru se poate spune și despre umiditatea limită de curgere, care la rocile argiloase variază în limite mult mai largi, dispersia rezultatelor de laborator fiind influenţată și de metoda utilizată în cercetare. Valorile acestei umidităţi obţinute în laborator prin utilizarea cupei Casagrande, variază în limite foarte largi în cazul conţinuturilor mici de fracţiuni argiloase, limită ce se restrînge pe măsură ce crește ponderea acestora în masa rocilor.

Curba medie de variaţie a umidităţii de curgere în funcţie de conţinutul în particule argiloase, trasată pe baza rezultatelor de laborator efec-

tuate pe roci de vîrstă daciană și levantină, este reprezentată în fig. 3.48 și poate fi aproximată cu ajutorul ecuației

$$W_c = 0{,}09 + 1{,}6\ x - 0{,}9\ x^2 \qquad (3.62)$$

în care x este conținutul în particule argiloase.

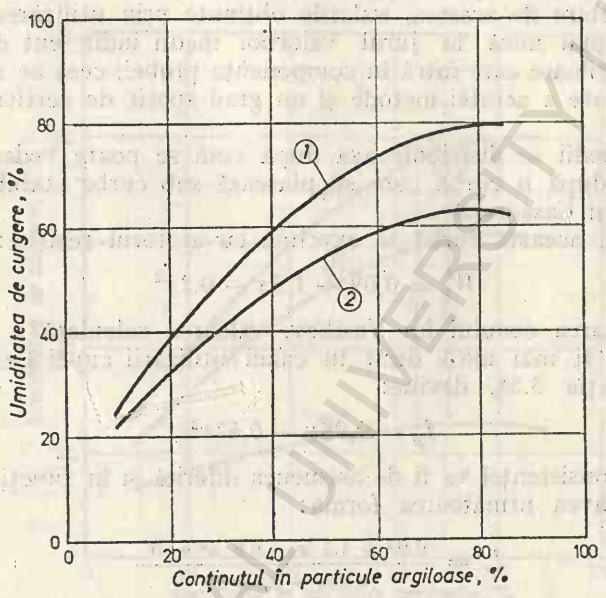


Fig. 3.48. Variația umidității de curgere în funcție de conținutul în particule argiloase:
1 — pentru determinări efectuate cu ajutorul cupei Cassagrande; *2* — pentru determinări efectuate cu ajutorul conului lui Vasiliev.

Indicele de plasticitate, calculat și el în acest caz în funcție de conținutul în particule argiloase, prin înlocuirea termenilor ecuației 3.58 cu cei ai relațiilor 3.61 și 3.62, este

$$I_p = 1{,}28\ x - 0{,}72\ x^2 \qquad (3.63)$$

Datorită condițiilor de colectare, ambalare și transport, probele constituite din roci argiloase își modifică, pînă ajung în laborator, starea reală de consistență avută în masiv. Deoarece caracteristicile de rezistență ale acestor roci sînt direct influențate de consistență, în cercetările de laborator este foarte important ca la efectuarea încercărilor să nu se ignore acest fapt.

Cunoscînd compoziția granulometrică, cu ajutorul relației 3.64 stabilită prin înlocuirea termenilor relației 3.59, cu cei ai relațiilor 3.62 și 3.63 este posibil să se aproximeze și consistența probelor din roci moi coezive:

$$I_c = \frac{0{,}09 + 1{,}6x - 0{,}9\ x^2 - W}{1{,}28\ x - 0{,}72\ x^2} \qquad (3.64)$$

unde x este conținutul în particole argiloase, iar W — conținutul în apă al probei.

Rezultatele de laborator obținute prin utilizarea celeilalte metode de determinare a umidității limită de curgere și anume a celei care se bazează pe pătrunderea în pasta realizată din probe de roci moi, a unui con metalic cunoscut sub numele de conul lui Vasiliev, sînt diferite de cele obținute cu ajutorul cupei Casagrande.

Spre deosebire de acestea, valorile obținute prin utilizarea conului au o împrăștiere mai mică în jurul valorilor medii indiferent de cantitatea de particole argiloase care intră în componența probei, ceea ce indică o mai mare omogenitate a acestei metode și un grad sporit de certitudine pentru valorile medii.

Valorile medii se distribuie așa după cum se poate vedea în graficul din fig. 3.48, după o curbă care se plasează sub curba stabilită prin utilizarea cupei lui Casagrande.

Matematic, această curbă se exprimă cu ajutorul relației:

$$W_c = 0{,}09 + 1{,}3x - 0{,}2x^2 \tag{3.65}$$

Prin utilizarea conului lui Vasiliev, valoarea calculată a indicelui de plasticitate va fi mai mică decît în cazul utilizării cupei Casagrande. În acest caz, relația 3.58, devine:

$$I_p = 0{,}98x - 0{,}62x^2 \tag{3.66}$$

Mărimea consistenței va fi de asemenea diferită și în funcție de aceiași parametri va avea următoarea formă:

$$I_c = \frac{0{,}09 + 1{,}3\ x - 0{,}8\ x^2 - W}{0{,}98x - 0{,}62\ x^2} \tag{3.67}$$

Comparînd valorile medii ale umidităților de curgere obținute în laborator prin utilizarea în paralel a celor două metode standardizate, se constată că la același conținut de fracțiuni argiloase, unei probe de pămînt îi corespund două valori ale indicelui de plasticitate (fig. 3.49). Prin utilizarea cupei Casagrande se obține o valoare mai mare pentru acest indice și una mai mică în cazul utilizării conului lui Vasiliev.

Diferența dintre cele două curbe de variație a umidității de curgere nu este nici constantă și nici liniară, adică

$$\Delta W_c = W'_c - W''_c = 0{,}3x - 0{,}1x^2 \tag{3.68}$$

în care: W'_c este umiditatea de curgere determinată cu ajutorul cupei Casagrande; W''_c — umiditatea de curgere determinată cu ajutorul conului lui Vasiliev.

Cum diferența dintre cele două curbe este și diferența dintre valorile indicelui de plasticitate obținut prin cele două metode, atunci:

$$\Delta I_p = \Delta W_c = 0{,}3x - 0{,}1x^2 \tag{3.69}$$

Fizic, această diferență se explică prin modul în care se produce fenomenul luat drept reper la determinarea umidității limită de curgere. La utilizarea cupei Casagrande, în urma căderii acesteia, pasta de pămînt își strică echilibrul, alunecînd sub influența greutății proprii și a șocului produs de

izbirea cupei de suport. Conform teoriilor de stabilitate a maselor de roci, acestei alunecări i se opun atît forțele de coeziune cît și frecarea dintre particolele componente.

La pătrunderea în aceeași pastă de pămînt, a conului metalic, în masa probei iau naștere o serie de forțe care i se opun, în componența cărora frecarea dintre particule nu mai intervine cu aceeași pondere ca în primul caz.

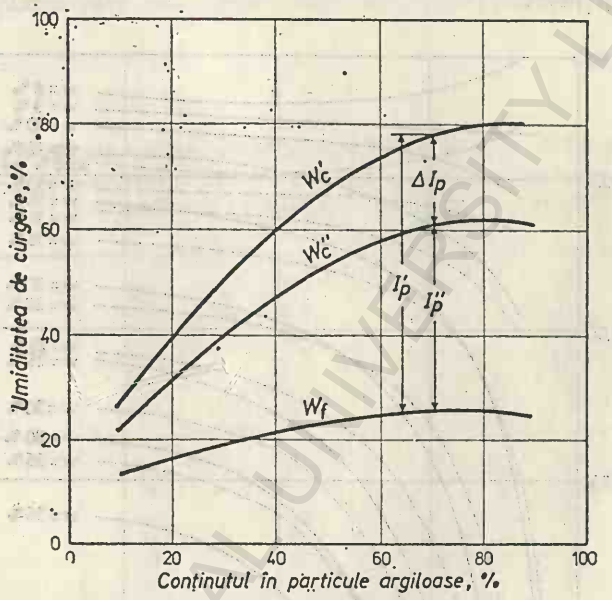


Fig. 3.49. Variația indicelui de plasticitate în funcție de W_c, W_f, conținutul în particule argiloase și metoda de determinare a limitei de curgere.

Pe măsura creșterii consistenței probei de rocă crește și valoarea legăturilor dintre particulele componente, ceea ce determină o apropiere a valorilor obținute prin cele două metode, atunci cînd se produce trecerea de la faza plastică la cea solidă.

O ilustrare mai cuprinzătoare a acestei influențe este prezentată în graficul din fig. 3.50, în care se prezintă variația consistenței în funcție de conținutul în particule argiloase, umiditate naturală și metode de determinare a umidității de curgere.

Analizînd curbele din acest grafic se observă că în domeniul plastic, din punct de vedere al stabilității maselor de roci este mai acoperitor să se lucreze cu metoda conului lui Vasiliev. Metoda care utilizează cupa lui Casagrande dă însă rezultate mai apropiate de ceea ce se întîmplă în natură cînd roci cu umiditate naturală mai mare decît umiditatea de curgere suportă încă solicitări.

În cazul rocilor moi coezive, uscate, care au o consistență tare ($I_c > 1{,}0$), utilizarea uneia sau alteia din metode nu mai prezintă importanță, rezultatele fiind apropiate.

Din punct de vedere al mărimii coeficienților de siguranță ce se iau în calculele de proiectare, din același grafic rezultă că în cazul stării plastice, mărimea acestor coeficienți poate fi anihilată sau amplificată, în funcție de metoda utilizată la determinarea limitelor de plasticitate. Astfel, metoda care utilizează cupa Casagrande amplifică mărimea coeficienților de siguranță atunci cînd aceștia au fost indicați pentru metoda care utilizează conul lui Vasiliev și invers.

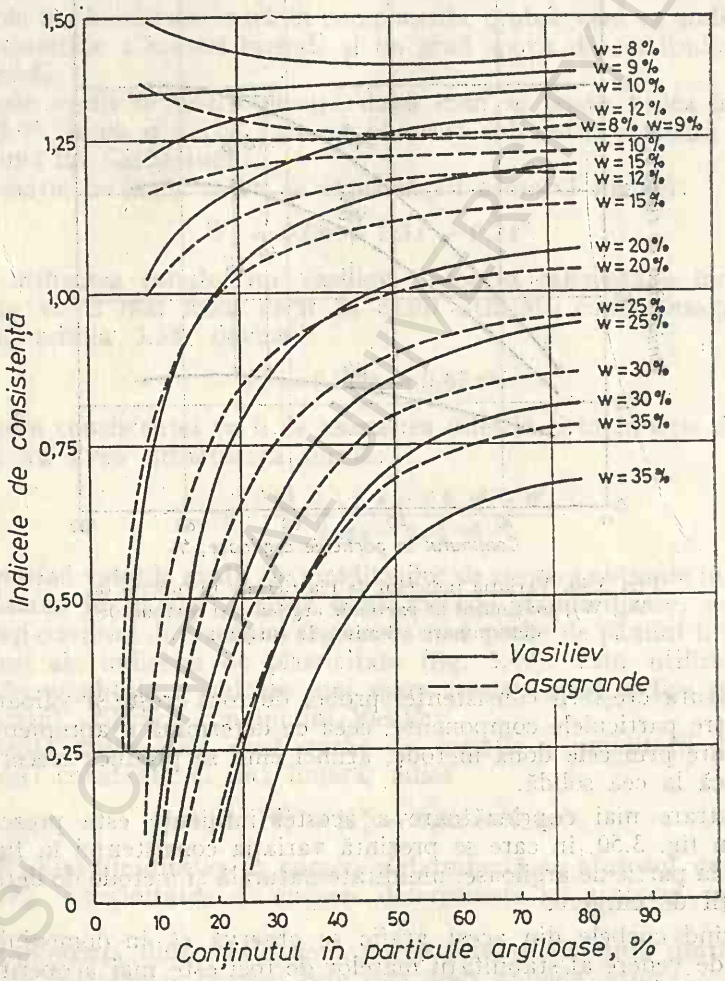


Fig. 3.50. Variația indicelui de consistență în funcție de conținutul în particule argiloase al rocilor moi, de umiditatea naturală și de metoda utilizată la determinarea limitei de curgere.

Umiditățile limită, consistența și plasticitatea rocilor moi argiloase variază nu numai în funcție de conținutul lor în particule cu dimensiuni mai mici de 0,005 mm, ci și în funcție de natura mineralelor care alcătuiesc aceste particule.

Umidităţile de contracţie ale rocilor moi argiloase cu componenţi minerali din grupa montmorillonitului au valori mai reduse decît în cazul rocilor alcătuite din minerale aparţinînd grupei micelor hidratate. La rîndul lor şi acestea au pentru aceeaşi umiditate valori mai mici decît rocile cu minerale din grupa caolinelor.

Aşa după cum se poate constata din datele prezentate în tabelul 3.14, sensul de creştere a valorilor umidităţilor de frămîntare şi de curgere şi ale indicelui de plasticitate este opus celui care caracterizează umiditatea de contracţie.

Tabelul 3.14

Umidităţile limită ale principalelor minerale argiloase (după C. A. Cornell 1951).

Mineralul	Ioni de schimb	Umiditate de contracţie %	Umiditate de frămîntare %	Umiditate de curgere %	Indice de plasticitate %
Montmorillonit	Na	9,8	54	710	656
	K	9,3	98	660	562
	Ca	10,5	81	510	429
	Mg	14,7	60	410	350
	Fe	10,3	75	290	215
	Fe	—	73	140	67
Illit	Na	15,4	53	120	67
	K	17,5	60	120	60
	Ca	16,8	45	100	55
	Mg	14,7	46	95	49
	Fe	15,3	49	110	61
	Fe	—	46	79	33
Caolinit	Na	26,8	32	53	21
	K	—	29	49	20
	Ca	24,5	27	38	11
	Mg	28,7	31	54	23
	Fe	29,2	37	59	22
	Fe	—	35	56	21

Ca urmare a influenţei ionilor de schimb, domeniul de variaţie a acestor valori este mare chiar şi în cadrul aceleeaşi grupe de minerale. Dacă valorile indicelui de plasticitate al mineralelor din grupa caolinelor compuse din diferiţi ioni de schimb sînt relativ apropiate, în cazul micelor hidratate, diferenţa dintre cele două limite ale intervalului format din aceiaşi ioni de schimb este dublă, iar în cazul mineralelor din grupa montmorillonitului, valoarea maximă depăşeşte cu de zece ori valoarea minimă, ceea ce înseamnă că în acest caz natura ionilor de schimb are o influenţă foarte mare. Această influenţă nu se poate determina fără studii mineralogice aprofundate şi costisitoare şi de aceea în practică este considerată ca o influenţă sistematică de care se ţine seama numai în cazul argilelor active.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.4.6. Sensibilitatea la îngheț a rocilor moi

Compoziția granulometrică nu reprezintă un criteriu absolut în ceea ce privește înghețarea rocilor în general și a rocilor moi în special. Prezența fazei lichide în golurile intergranulare este de fapt cauza principală a fenomenului. Scăderea temperaturii mediului ambiant, antrenează după sine și răcirea rocilor din scoarța terestră. Coborîrea acestuia sub 0°C. duce treptat la înghețarea diferitelor forme de apă la temperaturi ale căror valori depind de conținutul în săruri, de acțiunea forțelor capilare din golurile intergranulare și a forțelor de absorbție din jurul particulelor solide. Dacă apa liberă îngheață la 0°C, în schimb apa adsorbită din argilele grase se menține în stare lichidă pînă la temperatura de —60°C. Din acest motiv, înghețarea apei din rocile moi se produce treptat, începutul făcîndu-l apa liberă, după care urmează apa capilară și apoi apa adsorbită slab legată.

Întrucît prin înghețare coeziunea dintre particule crește, rocile moi capătă aspectul unor betoane.

Prin îngheț, apa își modifică structura și ca urmare fenomenul este însoțit de o creștere în volum de 9%. Procesul înghețării începe prin formarea de cristale de gheață din apa liberă conținută în golurile intergranulare cu dimensiuni mai mari situate în apropierea suprafeței. În cazul în care acest proces se produce în roci parțial saturate, fenomenul este însoțit de o puternică migrare a apei din adîncime către stratele superficiale, ca urmare a puternicei atracții dintre moleculele de gheață și cele de apă, fenomen întrucîtva asemănător cu sucțiunea. Principalii factori de care depinde această migrare sînt:

— compoziția granulometrică;
— prezența unei surse de apă permanente;
— nivelul hidrostatic și înălțimea apei capilare față de adîncimea de îngheț;
— permeabilitatea;
— indicele de plasticitate;
— capacitatea de adsorbție;
— temperatura și durata înghețului.

Formarea cristalelor de gheață duce la umflarea stratului superficial cu circa 20—30% din grosimea sa, ceea ce înseamnă o distrugere a structurii rocilor din zona înghețată, cu toate urmările cunoscute.

Raportul dintre sporul în înălțime, al unei probe de rocă supuse înghețului și adîncimea de pătrundere a înghețului în aceeași probă se numește *coeficient de umflare la îngheț* (C_u) și constituie exprimarea cantitativă a sensibilității la îngheț a rocilor:

$$C_u = \frac{\Delta h}{Z} \cdot 100 \qquad (3.70)$$

unde Δh este alungirea în mm, a epruvetei de rocă înghețată;

Z — adîncimea de pătrundere a înghețului în aceeași probă.

Întrucît prin dezgheț apa capilară și apa adsorbită trece în apă liberă, roca se înmoaie, pierzînd deci din consistență și din coeziunea dintre particule. Ca urmare a umflării prin îngheț a apei din golurile intergranulare,

prin dezgheț roca începe să se fărîmițeze și să capete structuri afînate, ceea ce îi conferă calități noi de compresibilitate și permeabilitate.

În privința compoziției granulometrice, Casagrande (1939) a definit două condiții de îngheț și anume:

— cînd raportul dintre d_{60} și d_{10} este > 5, conținutul în particule cu dimensiuni < 20 μ, trebuie să fie mai mic de 3%;

— cînd acest raport este < 5, conținutul în aceleași particole trebuie să fie mai mic de 10%.

Prezența nivelului hidrostatic, în interiorul adîncimii de îngheț, creează condiții favorabile gelivității și numai coborîrea sa cu de trei ori această adîncime reduce sau îi înlătură rezultatele.

Tabelul 3.15.

Gradele de sensibilitate la îngheț a rocilor moi

Gradul de sensibilitate	Compoziția granulometrică d[mm]	Denumirea rocii	Indice de plasticitate, %	Coeficient de umflare la îngheț, %
Puțin sensibil	$< 0{,}002 < 1$ $< 0{,}02 < 10$ $< 0{,}1 < 20$	pietriș, balast nisipuri mari și mijlocii	$I_p = 0$ neplastice	$C_u \leqslant 4$
Sensibilitate mijlocie	$< 0{,}002 < 6$ $< 0{,}02 < 20$ $< 0{,}1 < 40$	pietrișuri, balast puțin argilos, argilos, argilă grasă	$I_p = 0$ plasticitate redusă $I_p > 35$ plasticitate foarte mare	$4 < C_u < 8$
Foarte sensibile	$< 0{,}002 > 6$ $< 0{,}02 > 20$ $< 0{,}1 > 40$	nisip prăfos, praf argilos, argile prăfoase mîl, nămol	$10 < I_p < 35$	$C_u \geqslant 8$

Rocile moi cu o umiditate aproape de limită de frămîntare nu cunosc în timpul înghețului procesul de migrare a apei din adîncime spre suprafață. Valorile mari ale indicelui de plasticitate denotă un pericol redus de îngheț în timp ce valorile mici anunță o lichefiere mare după dezgheț.

Dependența sensibilității la îngheț a rocilor moi de principalii factori enumerați mai sus este exprimată cantitativ în tabelul 3.15 și în fig. 3.43.

3.5. Comportarea rocilor moi la solicitări

Orice forță care acționează asupra unei roci determină în masa acesteia apariția a trei sisteme de eforturi ce acționează simultan și succesiv asupra celor trei faze de stare. La aplicarea efortului, particulele minerale care alcătuiesc faza solidă se pot deforma sau rearanja în cadrul sistemului, modificîndu-i volumul în funcție de mărimea și durata solicitării.

Cea mai simplă formă de deformare este aceea a comprimării reversibile a particulelor solide, urmată, în caz de sporire a efortului, de strivirea acestora la contacte. Ponderea acestor deformații în deformația totală a rocii este însă cu totul neînsemnată, în comparație cu rearanjarea particulelor solide pe seama volumului de goluri intergranulare. Reducerea în volum a fazei solide provoacă la rîndul său o comprimare a fazelor lichidă și gazoasă ce participă la echilibrul general al sistemului.

În condițiile saturării, faza lichidă controlează procesul de deformație, rearanjarea particulelor fiind împiedicată de apa care nu numai că preia eforturile, dar lucrează și ca o pernă incompresibilă în spațiile intergranulare. Îndesarea particulelor solide este posibilă numai după eliminarea parțială sau totală a apei din pori.

În cazul rocilor moi coezive și nesaturate, aplicarea de eforturi determină o reducere a învelișului de apă adsorbită prin trecerea unei părți din apa slab legată în apă liberă, operînd și o apropiere relativă a particulelor. Fiind incompresibilă, după ridicarea efortului pelicula de apă adsorbită are tendința de refacere și atunci apa legată produce o despicare a spațiului dintre particulele solide apropiate în faza anterioară, îndepărtîndu-le.

Prin comprimarea rocilor, faza gazoasă din spațiile intergranulare se comprimă sau se dizolvă în faza lichidă și nu exercită în timpul solicitărilor influențe asupra procesului de deformație a rocilor. Datorită acestui mecanism, deformarea rocilor moi în timpul solicitărilor nu se produce instantaneu, ci în timp, transmiterea eforturilor la toate cele trei faze de stare făcîndu-se din aproape în aproape pînă la rupere sau stabilizare. Sistemele de eforturi preluate de fazele lichidă și gazoasă corespund echilibrului static.

Procesul de stabilizare a deformațiilor ce se înregistrează în timp în rocile supuse acțiunii eforturilor statice constante se numește *consolidare*, încheierea acestuia corespunzînd încetării deformațiilor.

Distrugerea structurii rocilor prin deformații ireversibile datorate solicitărilor, poartă numele de *rupere* sau *tăiere*, iar eforturile limită care le determină sînt numite *eforturi de rupere* sau de tăiere. Ca forță internă ce ia naștere în masa rocii pentru a se opune acțiunii de distrugere a structurii, rezistența este dependentă de frecarea dintre particulele componente și de legăturile de coeziune existente între suprafețele lor de contact. Mărimea acestei rezistențe depinde de o serie de factori după cum urmează:

— natura mineralogică și organică a particulelor care alcătuiesc scheletul solid al rocii;
— mărimea, dimensiunile și forma particulelor solide componente;
— natura și felul legăturilor dintre particule;
— ordonarea spațială a particulelor solide în masa rocii;
— volumul golurilor dintre particulele componente;
— natura solicitărilor, durata și viteza de aplicare a acestora;
— raportul în care se află faza solidă cu celelalte două faze componente;
— temperatura.

3.5.1. Rezistența la forfecare a rocilor moi

Rezistența la tăiere prin forfecare este rezistența pe care o opune roca la tăierea sa după un plan dirijat și este egală ca mărime cu efortul tangențial care produce ruperea. Matematic, rezistența la forfecare se exprimă prin ecuațiile lui Coulomb.

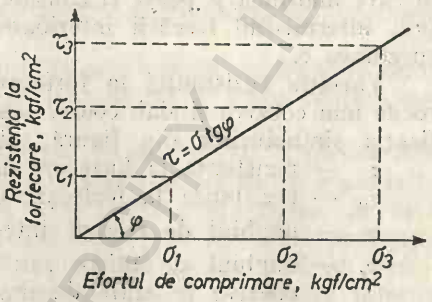


Fig. 3.51. Reprezentarea grafică a corelației dintre rezistența la forfecare a rocilor moi necoezive și efortul normal de comprimare.

În cazul rocilor moi lipsite de coeziune, rezistența la forfecare este egală cu ecuația unei drepte ce trece prin originea axelor de coordonate (fig. 3.51) și este egală cu mărimea efortului tangențial de rupere τ determinat de frecarea dintre particulele componente și de mărimea efortului normal de comprimare σ, adică

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi \tag{3.71}$$

unde τ este efortul tangențial de rupere, kgf/cm²; σ — efortul unitar de comprimare pe secțiunea în care apare efortul tangențial de rupere, kgf/cm²; φ — unghiul a cărui tangentă trigonometrică reprezintă coeficientul de frecare internă (interioară) dintre particulele componente ce se găsesc de o parte și de alta a suprafeței de rupere.

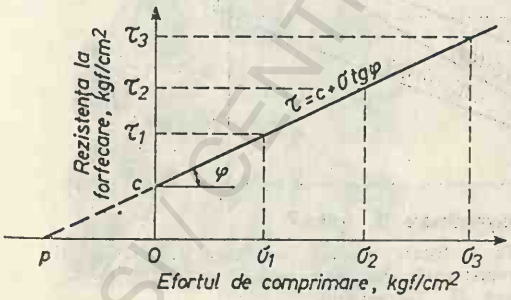


Fig. 3.52. Reprezentarea grafică a corelației dintre rezistența la forfecare a rocilor moi coezive și efortul normal de comprimare.

Pentru rocile moi coezive, efortul tangențial de rupere se exprimă, după același autor, tot prin ecuația unei drepte, care însă nu mai trece prin originea axelor, ci taie axa ordonatelor printr-un punct variabil c, egal ca valoare cu mărimea legăturilor de coeziune dintre particule (fig. 3.52) și anume:

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg} \varphi \tag{3.72}$$

în care toți termenii au semnificațiile cunoscute.

Conform acestei relații, la eforturi normale de comprimare (compactare), nule, rezistența la forfecare este egală cu coeziunea. Întrucît trigonometric mărimea c din fig. 3.52 este egală cu $p \cdot \operatorname{tg} \varphi$, relația (3.72) se mai poate exprima și sub forma:

$$\tau = p \cdot \operatorname{tg} \varphi + \sigma \operatorname{tg} \varphi = \operatorname{tg} \varphi (p + \sigma) \qquad (3.73)$$

în care mărimea p poate fi considerată o presiune efectivă care dă naștere prin intermediul frecării interioare unei rezistențe egale în valoare cu coeziunea c.

Variația rezistenței la forfecare în funcție de frecare și coeziunea la rocile moi coezive și slab coezive este prezentată grafic în fig. 3.53. Semnificația simbolurilor din figură este următoarea:

τ — rezistența la forfecare datorată frecării și coeziunii;

τ_0 — rezistența la forfecare datorată frecării;

φ — unghiul de frecare internă al rocii necoezive în stare uscată;

φ_r — unghiul de tăiere sau unghiul de rezistență internă al rocii coezive în stare de umiditate naturală;

φ_c — unghiul de frecare internă al rocii coezive în stare de umiditate naturală;

c — coeziunea sau partea ce revine din rezistența la forfecare a rocii, rezistenței datorate coeziunii.

Așa după cum rezultă și din figură, în cazul rocilor mai coezive și slab coezive, rezistența la forfecare τ se mai poate exprima și sub forma:

$$\tau = \sigma_1 \operatorname{tg} \varphi_c + \sigma_1 \operatorname{tg} \varphi = \sigma_1 (\operatorname{tg} \varphi_c + \operatorname{tg} \varphi) \qquad (3.74)$$

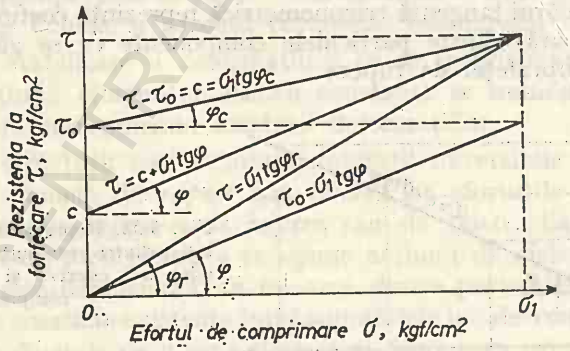


Fig. 3.53. Rezistența la forfecare a unei roci moi coezive, în funcție de rezistențele datorate frecării și coeziunii (după B. Tiedemann).

Influențînd direct mărimea rezistenței la forfecare a rocilor, unghiul de frecare interioară și coeziunea se mai numesc și coeficienți sau caracteristici de rezistență a rocilor.

Mărimea coeficientului de frecare internă depinde, în cazul rocilor moi, de forma și dimensiunile particulelor componente, de gradul lor de îndesare și de umiditate. Rocile formate din particule cu forme plate, datorită rugozității mici a suprafețelor aflate în contact pe planul de rupere opun o rezi-

stență mai scăzută solicitărilor exterioare, decît acelea ale căror particule au forma poliedrică. Particulele cu dimensiuni mai mari vor imprima rocilor o rezistență mai ridicată decît în cazul celor formate din particole fine.

Neuniformitatea granulometrică influențează de asemenea valoarea coeficientului de frecare, acesta fiind cu atît mai mare cu cît granulația va fi mai uniformă.

La o îndesare mai mare a particulelor în masa rocilor, sarcinile exterioare sînt preluate în afară de frecarea dintre particule și de rezistența lor la împănare și zdrobire.

În stare uscată, unghiul de frecare internă este egal cu unghiul de taluz natural, în cazul rocilor moi necoezive, și este diferit în cazul rocilor moi coezive.

Apa nu are o influență deosebită asupra frecării interne a rocilor moi necoezive nesaturate. Prin saturare, însă, particolele de nisip cu granulație fină nu se mai pot rezema unele de altele și se produce lichefierea. Această schimbare de stare se manifestă în primul rînd prin pierderea portanței de către masa de nisip care se comportă în continuare ca un fluid. Fenomenul fiind reversibil, prin reducerea umidității reapare și frecarea internă dintre particule. Mai mare este însă influența umidității asupra coeficientului de frecare internă în cazul rocilor moi coezive. Apa adsorbită de particulele fine de praf și de argilă din compoziția rocilor moi pămîntoase joacă rolul de lubrefiant la alunecarea particulelor între ele și influențează în mod direct mărimea frecării dintre acestea (fig. 3.54).

Cealaltă caracteristică de rezistență a rocilor, coeziunea, reprezintă o însumare a forțelor de legătură dintre particulele care alcătuiesc scheletul solid și poate fi rezultatul atît al cimentării naturale (coeziune structurală) cît și al atracției moleculare și al presiunii capilare (coeziune hidrocoloidală) adică:

$$c = c_c + c_m + c_w \tag{3.75}$$

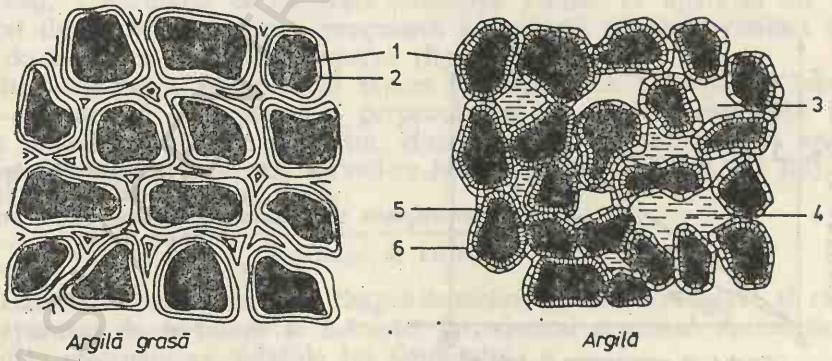


Fig. 3.54. Alcătuirea rocilor moi argiloase:
1 — particule solide; *2* — apă adsorbită; *3* — aer; *4* — apă liberă; *5* — apă slab legată; *6* — apă strîns legată.

unde c_c este coeziunea de cimentație; c_m = coeziunea moleculară; c_w = coeziunea capilară.

Cimentarea particulelor solide din masa rocilor este legată de geneza acestora, în timp ce coeziunea datorată atracției moleculare și presiunii

capilare este rezultatul acțiunii exercitate de către apa din componența sa și de îndesarea particulelor, deci și de cantitatea și de dimensiunile porilor. Din punctul de vedere a stabilității legăturilor de coeziune, în prezența apei se distinge o așa zisă coeziune reală, ce își păstrează dimensiunile indiferent de umiditate, și una instabilă la apă numită coeziune aparentă.

Dintre componentele coeziunii, cea mai stabilă la variațiile de umiditate este aceea datorată cimentării particulelor solide, caracteristică de altfel numai rocilor tari și rocilor moi coezive. În prezența unei cantități mai mari de apă, coeziunea structurală se reduce ireversibil prin dizolvarea și spălarea materialului de cimentare.

Modul de deformare al rocilor atunci cînd acestea sînt supuse solicitărilor, este direct influențat de proporția pe care o reprezintă coeziunea de cimentare în mărimea efortului tangențial.

Coeziunea moleculară sau de rețea depinde, în primul rînd, de distanța dintre particulele solide și apoi de mărimea forțelor de atracție moleculară ce se dezvoltă la contactul învelișurilor de apă adosrbită. Această coeziune este invers proporțională cu distanța dintre particulele componente și direct proporțională cu cantitatea de apă pe care o poate adsorbi.

Creșterea gradului de umiditate determină o scădere a valorii forțelor moleculare, datorită forței de pătrundere prin despicare a apei între particulele solide ale rocilor moi.

Coeziunea datorată presiunii capilare apare numai între particulele solide ce sînt separate de goluri cu dimensiuni capilare ($d < 1$ mm). Coeziunea capilară apare atît în cazul rocilor moi coezive, unde joacă un rol redus, din cauza apei adsorbite și a necontinuității golurilor capilare, dar mai ales în cazul rocilor necoezive, dînd acestora o rezistență la forfecare mai mare decît în stare uscată, așa după cum se arată și în fig. 3.55, adică:

$$\tau = \tau_1 + \tau_c = \sigma \operatorname{tg}(\varphi + \varphi_c) \tag{3.76}$$

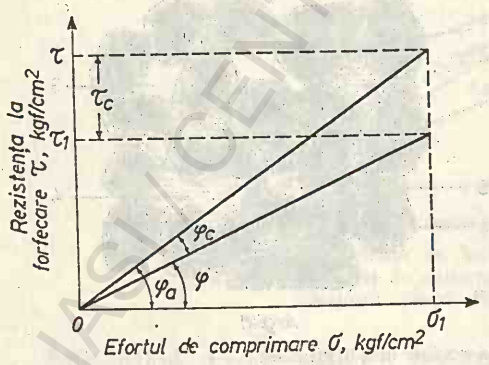


Fig. 3.55. Variația rezistenței la forfecare a unei roci moin ecoezive în funcție de efortul de comprimare (după K. Keil, 1954).

unde τ_1 reprezintă rezistența la forfecare datorată frecării rocii necoezive în stare uscată; τ_c — rezistența la forfecare datorată coeziunii aparente; φ — unghiul real de frecare internă; φ_c — unghiul de coeziune aparentă, datorat umidității; $\varphi_a = \varphi + \varphi_c$ — unghiul aparent de frecare internă a rocii necoezive în stare de umiditate naturală.

Așa după cum se poate constata din analiza relațiilor 3.71—3.76, rezistența la forfecare a rocilor moi nisipoase sau argiloase este direct proporțională cu efortul normal de compactare.

Cu toate că în natură, în timpul proceselor de forfecare a masivelor de roci, efortul normal se menține pînă la rupere în limitele unor valori constante, reproducerea în laborator a fenomenului nu a putut fi realizată

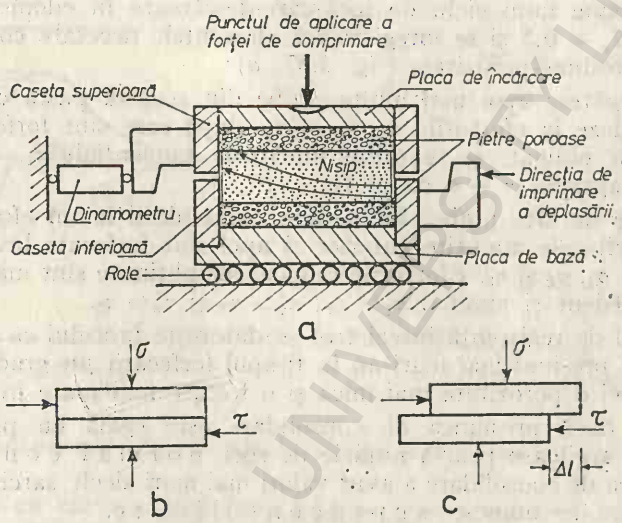


Fig. 3.56. Caseta aparatului de forfecare și mecanismul forfecării rocilor moi:
a — caseta aparatului; *b* — poziția casetei la începutul forfecării; *c* — poziția casetei la terminarea forfecării și începutul alunecării.

întocmai. Deformația ce însoțește forfecarea rocilor în aparatul cu plan obligat determină o reducere progresivă a secțiunii aflate în contact între cele două casete ce produc ruperea (fig. 3.56).

Imposibilitatea reducerii în raport cu deplasarea a forței de comprimare-compactare ce acționează perpendicular pe această suprafață face ca în timpul forfecării în laborator, efortul normal să crească și să nu mai corespundă condițiilor avute în vedere la enunțarea ecuațiilor $\tau = f(\sigma)$, cînd

$$\sigma = \frac{\textit{Forța de comprimare}}{\textit{Secțiunea de rupere}} = \text{constant.}$$

Datorită acestei situații, în timpul forfecării gradul de îndesare al rocilor din aparatul de forfecare se mărește, introducînd o eroare sistematică în calculele efectuate cu relațiile lui Coulomb.

Notînd cu ΔA reducerea de suprafață rezultată din deplasarea casetei, efortul specific de comprimare-compactare σ egal la începutul forfecării cu raportul dintre forța normală F și secțiunea de rupere S devine, în momentul ruperii σ_f, egal cu

$$\sigma_f = \frac{F}{A - \Delta A},$$

ceea ce înseamnă că întotdeauna $\sigma_f > \sigma$, din care cauză și $\varphi_f < \varphi$

Mărimea rezistenței la forfecare a rocilor moi argiloase s-a constatat că depinde și de mărimea solicitărilor la care acestea au fost supuse în trecut. De exemplu, după depunere, unele formațiuni argiloase au avut de suportat greutatea unor ghețari care apoi s-au topit, sau greutatea unor formațiuni de roci care între timp au fost erodate sau excavate. Evidențierea acestei influențe se realizează prin următoarea experiență:

— se supune unui ciclu de încărcare-descărcare în edometru, o pastă de argilă cu $I_c < 0{,}5$ și se înregistrează elementele necesare construirii diagramei compresiune-porozitate (fig. 3.57, *a*);

— se pregătesc apoi mai multe probe din această pastă ce sînt lăsate să se consolideze la eforturile σ_1, σ_2 și σ_3, după care sînt forfecate în aparatul cu plan obligat, și se obțin eforturile tangențiale τ_1, τ_2 și τ_3, care se trec în diagrama $\tau - \sigma$ ca în fig. 3.57, *b*;

— o serie de alte probe sînt supuse consolidării la un efort normal σ_4 mai mare decît cele amintite anterior și apoi sînt forfecate la eforturi normale egale cu σ_1, σ_2 și σ_3. Eforturile tangențiale obținute sînt mai mari, decît în cazul precedent și anume: $\tau_1' > \tau_1$; $\tau_2' > \tau_2$ și $\tau_3' > \tau_3$.

Surplusul de rezistență înregistrat se datorește faptului că rocile supuse anterior unor presiuni mai mari au în timpul forfecării un grad de îndesare mai mare, deci o porozitate mai mică și o frecare mai mare între particole.

Practic, dacă presiunea de consolidare este egală cu presiunea litostatică rocile argiloase poartă numele de roci n o r m a l c o n s o l i d a t e. Cînd presiunea de consolidare a avut valori mai mari decît sarcina geologică, rocile argiloase se numesc s u p r a c o n s o l i d a t e.

Probele *a*, *b*, și *c*, analizate în diagramele din fig. 3.57 se comportă ca probe de argile normal consolidate în timp ce probele *d*, *f* și *g* sînt supraconsolidate.

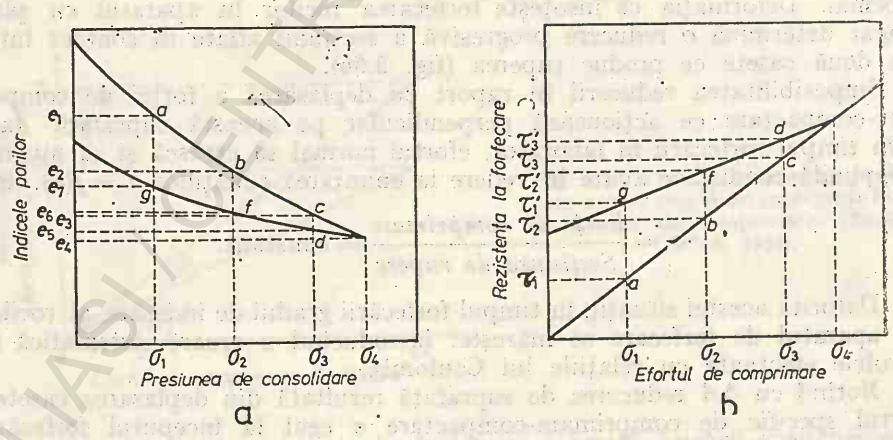


Fig. 3.57. Influența eforturilor anterioare asupra rezistenței la forfecare a argilei.

Deformația probei în timpul aplicării efortului tangențial de rupere nu este liniară și nici aceeași pentru orice tip de rocă. În funcție de dimensiunile particolelor solide, de gradul lor de îndesare și de volumul golurilor,

deformația rocilor moi în timpul forfecării sub un efort normal constant se produce după una din următoarele căi (fig. 3.58):

1. Deformația constînd din deplasarea unei părți din rocă în același sens cu forța tangențială de forfecare. Este însoțită de o reducere în volum a probei prin rearanjarea pe seama golurilor intergranulare a particolelor solide componente. În prima parte a procesului, deformația are o creștere

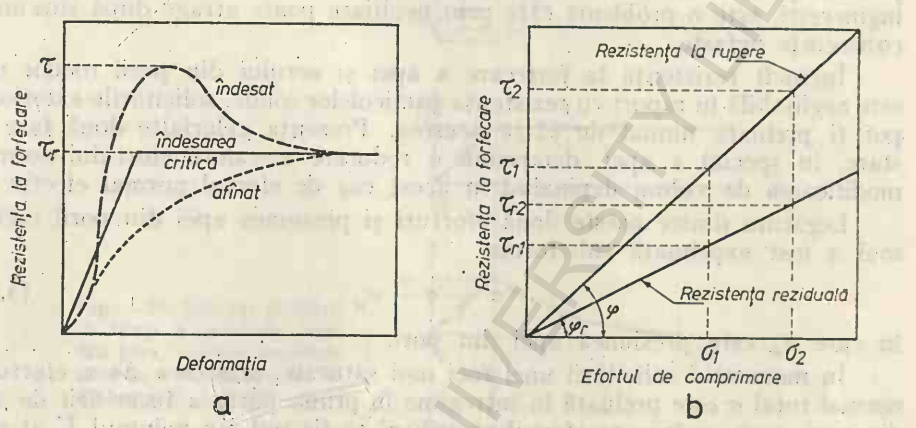


Fig. 3.58. Variația rezistenței la forfecare în funcție de deformație și gradul de îndesare.

proporțională cu efortul, pînă la o valoare a acestuia căreia îi corespunde sfîrșitul rearanjării particulelor solide în spațiile intergranulare și de la care forfecarea se produce prin alunecarea, deplasarea și rostogolirea particolelor solide aflate în contact. Din acest stadiu, deformația crește spre infinit, fără să mai fie necesară o creștere a efortului.

Rezistența corespunzătoare acestei ramuri a curbei de deformație din fig. 3.58 se numește *rezistență reziduală* sau *rezistență la alunecare*.

Datorită așezării în masa rocilor moi a particulelor solide cît și a formei geometrice a acestora, la alunecare nu participă numai cele două rînduri de particule așezate față în față pe suprafața de rupere. Deplasarea și rostogolirea acestora antrenează la rîndul lor în procesul de alunecare și particulele învecinate extinzînd fenomenul la o întreagă zonă din masa rocii.

2. Deformația reprezentată prin deplasarea unei părți din roci în aceeași direcție cu forța tangențială de forfecare, dar cu o creștere în volum datorată împănării și zdrobirii particulelor solide din componența rocilor moi îndesate. După învingerea rezistenței necesare pentru deplasarea pe verticală a particulelor (împănarea) și zdrobirea colțurilor sau particulelor mai slabe din planul de forfecare, efortul tangențial scade pînă la valoarea rezistenței la alunecare, care se produce după aceleași reguli prezentate în cazul precedent. Din acest moment, deformația constă numai din deplasare, fără creștere în volum.

Cunoașterea gradului lor de îndesare prezintă o importanță deosebită la evaluarea posibilităților de rezistență a rocilor moi.

Încărcarea cu eforturi a rocilor moi afînate sau cu grad mic de îndesare nu poate fi făcută instantaneu sau într-un timp scurt întrucît reducerea

de volum se transmite și la faza lichidă din spațiile intergranulare și cum aceasta este incompresibilă preia o parte din efortul de comprimare și caută să se dreneze către zonele învecinate. Dacă permeabilitatea acestora este mică, frecarea este anulată în totalitate și atunci particulele solide din alcătuirea masivului intră într-o stare de plutire, fără posibilități de a se mai opune unei solicitări. Din acest motiv, identificarea formațiunilor de roci poroase purtătoare sau nu de apă, situate în fundamentele construcțiilor inginerești, este o problemă care prin neglijare poate atrage după sine unele consecințe nefaste.

Întrucît rezistența la forfecare a apei și aerului din porii rocilor moi este neglijabilă în raport cu rezistența particolelor solide, solicitările exterioare pot fi preluate numai de către acestea. Prezența celorlalte două faze de stare, în special a apei, determină o reducere a valorii efortului normal, modificarea de volum depinzînd în acest caz de efortul normal efectiv σ'.

Legătura dintre aceste două eforturi și presiunea apei din porii rocilor moi a fost exprimată sub forma

$$\sigma' = \sigma - u_w \tag{3.77}$$

în care u_w este presiunea apei din pori.

În momentul solicitării unei roci moi saturate, creșterea $\Delta\sigma$ a efortului normal total σ este preluată în întregime în prima parte a încercării de apa din pori, ceea ce face ca efortul efectiv σ' să fie nul iar volumul V al roci să nu se modifice.

În faza a doua, prin disiparea presiunii u_w a apei din pori, o parte tot mai mare din efortul normal total trece asupra scheletului solid și, ca atare, odată cu creșterea efortului efectiv, apar și deformațiile în masa rocii, materializate prin reduceri de volum $\Delta V : V$.

Fenomenele similare cu cel descris în fig. 3.59, sînt cauza tasării lente a terenurilor argiloase din fundamentul construcțiilor, sau a surplusului de tasări în cazul coborîrii nivelului apelor subterane prin alimentări cu apă sau prin drenări voite sau întîmplătoare.

Înlocuind în relațiile 3.71 și 3.72 efortul normal total, cu efortul normal efectiv (relația 3.77), rezistența la forfecare a rocilor moi necoezive devine egală cu:

$$\tau = (\sigma - u_w) \operatorname{tg} \varphi' \tag{3.78}$$

în timp ce pentru rocile moi coezive,

$$\tau = c' + (\sigma - u_w) \operatorname{tg} \varphi' \tag{3.79}$$

c' și φ' fiind caracteristicile de rezistență corespunzătoare eforturilor normale efective.

În scoarța terestră, presiunea din porii rocilor moi aflate la nivelul apelor subterane, este egală cu presiunea atmosferică, și inferioară acesteia atunci cînd roca se găsește deasupra nivelului hidrostatic. Cînd presiunea aerului din pori este egală cu presiunea atmosferică, considerată drept origine a presiunilor, iar gradul de umiditate al rocii $S = 0$, efortul normal efectiv este egal cu efortul normal aplicat.

În cazul rocilor nesaturate, eforturile normale efective sînt egale cu valoarea eforturilor normale aplicate minus rezultanta presiunii apei și a aerului din golurile intergranulare.

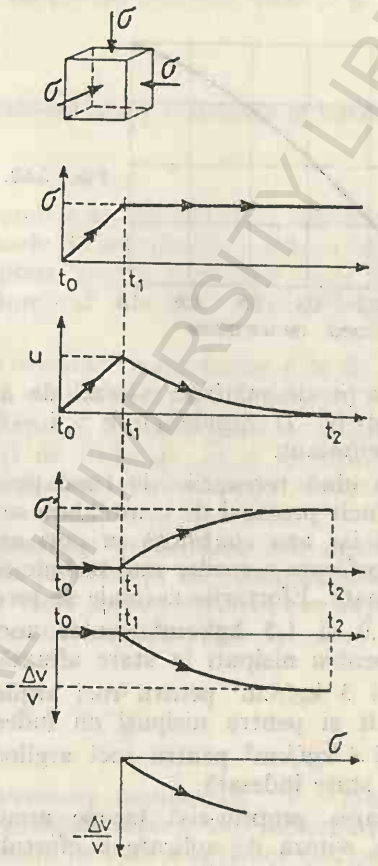


Fig. 3.59. Efectul disipării în timp a presiunii apei din pori, asupra modificărilor de volum (după A. W. Bishop și D. J. Henkel, 1957

Notînd cu u presiunea acestui amestec de apă și aer care umple porii rocilor moi nesaturate, A. Bishop a stabilit următoarea corespondență

$$u = \chi u_w + (1 + \chi)u_a = u_a - \chi (u_a - u_w) \qquad (3.80)$$

unde u_w este presiunea apei din pori; u_a — presiunea aerului din pori; χ — coeficient a cărui mărime arată cît din unitatea de suprafață a particolelor de rocă aflate în contact este supusă acțiunii presiunii apei din pori (fig. 3.60).

Efortul normal efectiv exprimat prin relația 3.77 devine în cazul rocilor moi nesaturate egal cu:

$$\sigma' = \sigma - u = \sigma - [u_a - \chi (u_a - u_w)] \qquad (3.81)$$

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Practic, natura ne pune foarte rar în situațiile limită, adică $S = 1$ și $S = 0$, pentru că pămînturile perfect uscate sînt aproape excepții, iar utilizarea celor saturate atît în fundamente cît și în corpul elementelor de rezistență, nu se face fără o reducere prealabilă a gradului lor de umiditate.

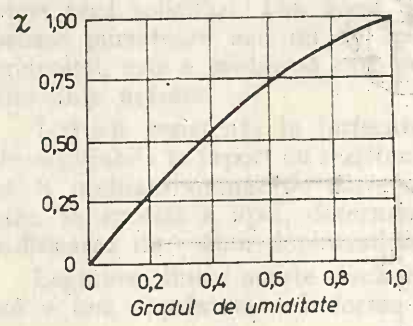


Fig. 3.60. Curba de variație a coeficientului χ în funcție de gradul de umiditate.

În funcție de mărimea vitezei de aplicare a efortului tangențial, forfecările pot fi: 1) rapide cu $v > 1 - 1,5$ mm/minut și 2) lente cu $v < 1 - 1,5$ mm/minut.

Atunci cînd terenurile de fundație sînt încărcate într-un ritm lent, în așa fel încît procesul de consolidare se desăvîrșește pe măsura încărcării cu eforturi iar apa conținută în pori are posibilitatea să se dreneze, rezistența la forfecare a rocilor moi trebuie să fie determinată prin testări consolidat-drenate. Eforturile normale se recomandă a avea următoarele valori:

0,5; 1,0 și 1,5 kgf/cm^2 pentru roci argiloase cu consistență plastic moale și pentru nisipuri în stare afînată;

1, 2 și 3 kgf/cm^2 pentru roci argiloase plastic consistente și plastic vîrtoase, cît și pentru nisipuri cu îndesare medie;

2, 3 și 4 kgf/cm^2 pentru roci argiloase cu consistență tare și pentru nisipuri în stare îndesată.

Forfecarea propriu-zisă începe numai după încheierea procesului de consolidare, viteza de aplicare a efortului de rupere urmînd a fi aplicată în funcție de tipul rocii:

— argile grase	0,01 mm/min;
— argile	0,05 mm/min;
— prafuri	0,1 mm/min;
— nisipuri fine	0,5 mm/min;
— nisipuri mari și mijlocii	1,0—1,5 mm/min.

Determinarea se consideră încheiată în momentul în care are loc scăderea efortului de rupere sau cînd acesta rămîne constant la o deplasare a casetei de aproximativ 5 mm.

În cazul în care pe terenurile de fundație sînt de așteptat solicitări suplimentare (supraetajări, supraînălțări de halde, solicitări seismice etc.), iar condițiile de drenare naturală lipsesc, rezistența acestor roci se determină prin forfecări consolidat-drenate, cu o viteză de 1 la 1,5 mm/min.

Atunci cînd sînt de aşteptat creşteri rapide ale tensiunilor normale şi lipsesc posibilităţile naturale de drenare a apei din pori, rezistenţa la forfecare a rocilor se stabileşte prin determinări neconsolidate — nedrenate, cu o viteză de aplicare a efortului tangenţial cuprinsă între 1 şi 1,5 mm/min.

3.5.2. Rezistenţa la compresiune monoaxială şi rezistenţa la întindere a rocilor moi

Acţiunea exercitată asupra unui corp de un efort orientat direcţional spre interiorul acestuia poartă numele de *solicitare la compresiune*. În spaţiu, eforturile de compresiune pot acţiona asupra corpurilor după una sau mai multe direcţii şi în funcţie de numărul acestora; solicitările pot fi mono- sau multidirecţionale.

Solicitările la care direcţia de orientare a eforturilor este de sens contrar compresiunii, se numesc *solicitări de întindere* sau *tracţiune*.

Avînd în vedere că în fundaţii şi în elementele de rezistenţă, rocile sînt supuse nu numai la solicitări de forfecare, ci şi la solicitări de compresiune şi întindere, în continuare vor fi descrise şi aceste categorii de solicitări.

Rezistenţa unei roci la compresiune monoaxială este egală cu efortul unitar limită corespunzător ruperii în condiţii de solicitare unidirecţională şi deformare laterală liberă, prin efort unitar definindu-se raportul dintre efortul total şi secţiunea pe care acesta acţionează:

$$R_c = \sigma = \frac{F}{A} \tag{3.82}$$

unde R_c este rezistenţa la compresiune monoaxială; σ — efortul unitar limită; F — efortul total corespunzător ruperii sau deformaţiei maxime admise; A — suprafaţa secţiunii finale pe care a acţionat efortul de rupere.

La fel ca în cazul oricăror altor corpuri solide, mărimea acestui efort se determină prin solicitarea unor epruvete avînd secţiunea circulară sau patrată şi lungimea egală cu dublu diametrului sau laturii.

Datorită modului de asociere şi de legare între ele a particulelor solide, această categorie de rezistenţe poate fi determinată numai în cazul rocilor tari şi al rocilor moi argiloase. În timpul determinării, aplicarea efortului trebuie să fie continuă şi uniform crescătoare, ceea ce presupune o viteză de încărcare constantă. Prin comprimare roca se deformează pierzînd din lungime.

În cazul rocilor moi argiloase cu o consistenţă tare, ruperea se face după un plan, înclinat faţă de orizontală cu un unghi β. Rocile moi argiloase, cu consistenţă plastică, se deformează fără să se rupă, starea limită fiind considerată în acest caz ca fiind egală cu efortul unitar corespunzător

unei deformații longitudinale ε de 20%. În acest caz, valoarea secțiunii finale a epruvetei se determină cu relația

$$A = \frac{A_0}{1 - \frac{\varepsilon}{100}} \tag{3.83}$$

în care A_0 este secțiunea inițială a epruvetei.

Determinarea în laborator a rezistenței rocilor moi la solicitări de compresiune monoaxială, se face prin unul din următoarele procedee:

— cu deformație axială impusă;

— cu efort unitar impus.

Aplicarea procedeului nu constituie o problemă de opțiune a experimentatorului, ci este impusă de modul real de desfășurare a procesului fizic în natură, sau de caracteristicile funcționale ale utilajelor folosite la executarea determinărilor.

Viteza de deformare nu trebuie să depășească sau să scadă cu mult sub valoarea de 1 mm/minut în cazul utilizării primului procedeu; în celălalt este necesar să se urmărească ca viteza de încărcare a epruvetei să se situeze între 1 și 2 kgf/cm² și minut, valori care încadrează determinarea în categoria încercărilor rapide nedrenate. Pentru determinarea mărimii caracteristicilor de rezistență din rezultatele obținute prin acest tip de încercare, se procedează astfel:

Se măsoară mărimea unghiului de rupere β al epruvetei (fig. 3.61) pentru a fi introdusă în formula 3.84, din care rezultă valoarea unghiului de frecare internă a rocii

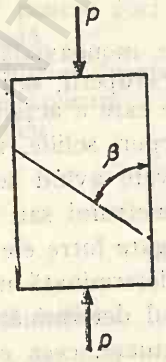


Fig. 3.61. Schema încercării pentru determinarea coeziunii prin metoda de rupere prin comprimare cu deformarea laterală liberă.

$$\varphi = 90° - 2\beta \tag{3.84}$$

Cu ajutorul acestuia și a efortului unitar de rupere se obține coeziunea:

$$c = \frac{1 - \sin \varphi}{2 \cos \varphi} \cdot \sigma \tag{3.85}$$

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Întrucît efortul unitar de rupere s-a obținut prin deformare laterală liberă ($\sigma_2 = \sigma_3 = 0$), cercul tensiunilor principale este tangent la axa ordonatelor și are diametrul egal cu acesta (fig. 3.62).

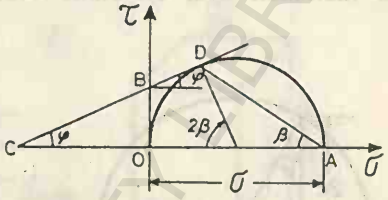


Fig. 3.63. Determinarea grafică a unghiului de frecare interioară prin metoda Mohr.

Întotdeauna unghiul de rupere este egal cu:

$$\beta = 45° - \frac{\varphi}{2} \tag{3.86}$$

iar coeziunea cu: $$c = \frac{\varphi}{2} \cdot \operatorname{tg}\left(45° - \frac{\rho}{2}\right) \tag{3.87}$$

În cazul rocilor moi argiloase, saturate cu apă, prin anularea frecării rezistența rocii este dată numai de valoarea coeziunii, adică

$$R_c = 2\ c_u \tag{3.88}$$

în care c_u = coeziunea rocilor nedrenate (v. fig. 3.71).

Din categoria rocilor noi, rezistențe la întindere au numai rocile argiloase, întrucît rocile necoezive nu au în componența lor forțe de legătură capabile să se opună unor astfel de solicitări.

Determinarea propriu-zisă constă în solicitarea la întindere a unor epruvete avînd o formă apropiată de cifra opt sau de aceea a unor pișcoturi cu secțiunea mediană de rupere de $2{,}0 \times 2{,}5 = 5\ cm^2$. Avînd în vedere ordinul mic de mărime al acestor rezistențe, solicitarea în laborator a epruvetelor

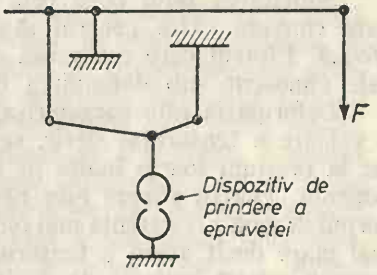


Fig. 3.63. Schema de principiu a aparatului Fruhling Michaelis.

se obține prin intermediul unei prese hidraulice de o capacitate redusă, dar mai sensibilă, sau cu un aparat Frühling-Michaelis la care efortul se realizează prin intermediul unor alice de plumb (fig. 3.63).

$$R_t = \frac{F}{A} \tag{3.89}$$

Caracteristicile de rezistență ale rocilor moi pentru care sînt cunoscute rezistențele la compresiune și tracțiune se pot determina grafic prin utilizarea metodelor concepute de R. Winkel (fig. 3.64) și O. Mohr (fig. 3.65).

În metoda propusă de R. Winkel, se construiește semicercul tensiunilor cu diametru egal cu suma celor două categorii de rezistențe (fig. 3.64).

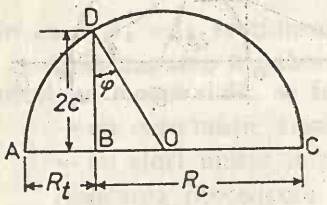


Fig. 3.64. Determinarea grafică a valorilor coeziunii c și unghiului de frecare φ ale unei roci pămîntoase, în funcție de rezistența de rupere la compresiune R_c și la tracțiune R_t (după R. Winkel).

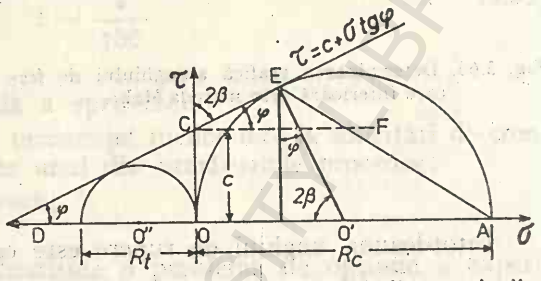


Fig. 3.65. Determinarea grafică a valorilor coeziunii c și unghiului de frecare interioară φ ale unei roci pămîntoase, în funcție de rezistența de rupere la compresiune R_c și la tracțiune R_t (după O. Mohr).

După același autor, pe lîngă determinarea pe cale grafică coeziunea poate fi determinată și analitic, cu relația 3.90:

$$c = \frac{1}{2}\sqrt{R_c \cdot R_t} \tag{3.90}$$

Utilizarea metodei lui Mohr dă, de regulă, aceleași rezultate, dreapta intrinsecă caracteristică rocii încercate fiind tangentă la ambele cercuri (fig. 3.65).

3.5.3. Rezistența rocilor moi la compresiune triaxială

Solicitarea unui corp prin comprimarea după o infinitate de direcții care converg către centrul său geometric poartă numele de *compresiune sferică*. Efortul care realizează această solicitare pe unitatea de suprafață este cunoscut sub denumirea de *tensor sferic*.

Deformația este caracterizată printr-o reducere de volum care, pînă la o valoare a tensorului sferic, se produce pe seama golurilor intergranulare, iar la presiuni foarte înalte pe seama recristalizării particulelor solide componente. Pentru rupere este necesar ca pe una din direcțiile de solicitare, corpul să aibă o rezistență mai redusă, sau să i se aplice un efort cu o valoare mai mare decît aceea a tensorului sferic. Efortul suplimentar care produce ruperea poartă numele de *deviator de efort* sau *deviator de presiune*.

Compresiunea triaxială face parte din categoria solicitărilor multidirecționale și este caracterizată prin posibilitatea de separare a eforturilor după trei direcții ce coincid cu axele rectangulare ale reprezentărilor în spațiu. Ruperea se produce la fel ca în cazul compresiunii sferice, adică prin adăugarea pe o direcție a unui surplus de presiune. Determinarea propriu-zisă

se realizează prin solicitarea, în condiții de comprimare triaxială, a unor epruvete prismatice sau cilindrice avînd înălțimea egală cu de două ori latura sau diametrul, aplicarea deviatorului de presiune făcîndu-se după axa lor cea mai lungă (fig. 3.66).

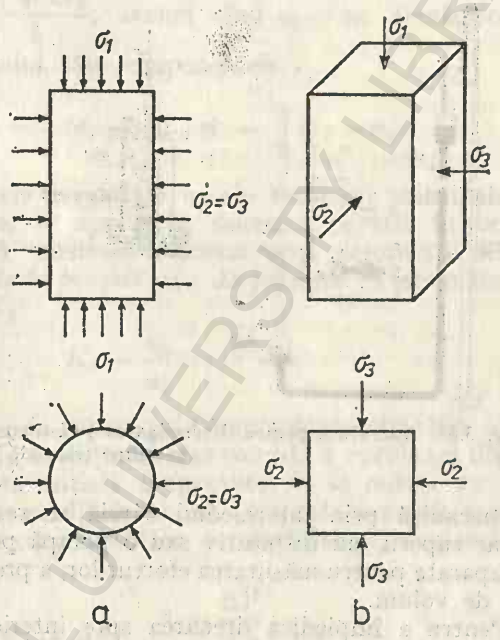


Fig. 3.66. Repartizarea tensiunilor la solicitarea triaxială a unor epruvete avînd forma cilindrică (*a*) sau prismatică (*b*).

Mărimea raportului dintre înălțime și diametru a fost stabilită la această valoare atît pentru a reduce din influența frecării dintre capetele epruvetei și suprafețele poansoanelor prin care se transmite sarcina axială, cît și pentru a nu se ajunge la ruperea epruvetei prin încovoiere (Taylor, 1941; Bishop și Henkel, 1957).

În laborator, aproape fără excepție, probele sînt constituite din roci cu structura netulburată sau aduse prin compactare la un anumit grad de îndesare (nisipuri, pietrișuri, anrocamente pentru drumuri sau baraje). Determinările se fac prin intermediul unor celule în interiorul cărora, de regulă, presiunea se realizează hidraulic. În celulă, presiunea fluidului acționează cu aceeași valoare asupra tuturor fețelor epruvetei. Suprafața laterală a acesteia fiind cu mult mai mare decît suma suprafețelor celor două capete, în epruvetă iau naștere tensiuni care au tendința de a o subția și alungi. Avînd în vedere neomogenitatea și anizotropia rocilor moi, cît și modul de distribuire a tensiunilor în interiorul epruvetelor în timpul solicitării, în cazul determinărilor în care presiunea laterală se realizează prin intermediul unui fluid se utilizează numai epruvete de formă cilindrică. Atunci cînd solicitarea laterală se realizează mecanic, forma epruvetelor trebuie să fie prismatică.

Pentru ca rezultatele determinării să reprezinte comportarea la solicitări a rocii în ansamblu și nu a particolelor componente luate individual, este necesar ca diametrul epruvetelor să fie egal cu de cel puțin 5 ori dimensiunea celor mai mari particule. Din acest motiv, în dotarea laboratorului

au fost incluse celule pentru solicitări în condiții de compresiune triaxială, pentru epruvete din roci moi cu diametru între 20 și 250 mm.

Pe lîngă celula de presiune în care se efectuează solicitarea, instalația utilizată în acest scop (fig. 3.67) mai este compusă dintr-o presă hidraulică

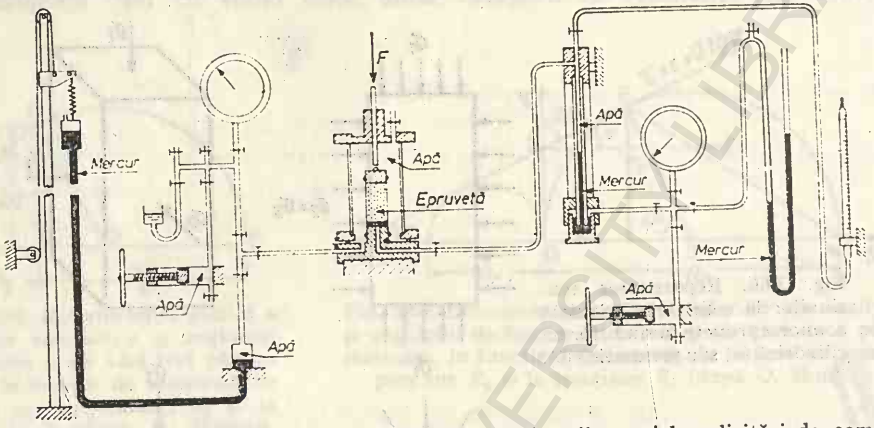


Fig. 3.67. Aparatura pentru determinarea rezistenței rocilor moi la solicitări de compresiune triaxială.

sau mecanică prin intermediul căreia se realizează surplusul de presiune necesar ruperii, un dispozitiv sau o pompă pentru realizarea presiunii laterale, aparate pentru măsurarea eforturilor, a presiunii apei din pori și a variațiilor de volum.

Pentru a împiedica drenarea spre interiorul celulei, a fazelor gazoasă și lichidă din golurile intergranulare, cît și pentru a opri pătrunderea fluidului din celulă în porii epruvetei, aceasta se îmbracă într-o membrană (manta) subțire din cauciuc, cu o grosime de aproximativ 2 mm. Ca fluid pentru realizarea presiunii laterale, se utilizează apa, glicerina, uleiul de parafină sau uleiurile minerale foarte fluide. Și în acest caz, determinarea în laborator se efectuează prin utilizarea unuia din următoarele două procedee:

— cu eforturi controlate;

— cu deformații impuse.

Aplicarea eforturilor după cele trei axe, se poate efectua succesiv sau simultan. Așa după cum se arată în fig. 3.66, cu σ_2 și σ_3 se notează presiunile laterale sau radiale și cu σ_1 presiunea longitudinală sau axială.

În interiorul celulei de triaxial, fluidul acționează asupra epruvetei cilindrice cu o presiune care este aceeași pe toate direcțiile și, din acest motiv, notațiile eforturilor unitare ce solicită epruveta sînt cele din fig. 3.66, *a*, σ_3 îndeplinind, în acest caz, rolul tensorului sferic. Efortul unitar axial σ_1 se obține prin adăugarea la valoarea acestuia a valorii deviatorului de presiune.

Echilibrul limită se realizează menținînd constantă presiunea laterală σ_3 și mărind pe cea axială σ_1, dar poate fi realizat și prin păstrarea constantă a valoii lui σ_1, în timp ce este redusă valoarea lui σ_3. Ambele metode modelează, de fapt, procesele la care sînt supuse în natură rocile moi. A. Caquot și J. Kerisel (1966) recomandă prima metodă pentru împingerile pasive și a doua pentru cele active.

Presiunea exercitată de greutatea construcțiilor dezvoltă în fundamentul acestora un sistem de eforturi avînd tensiunile principale σ_1 orientate vertical și mai mari decît tensiunile orizontale σ_2 și σ_3. Media acestora reprezintă de fapt mărimea tensorului sferic ce acționează în terenul de fundație, adică $\frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}$ sau $\frac{\sigma_1 + 2\sigma_3}{3}$, atunci cînd $\sigma_2 = \sigma_3$. Deviatorul presiunii medii nule are la rîndul său componentele:

$$\frac{2}{3}(\sigma_1 - \sigma_3);\ -\frac{1}{3}(\sigma_1 - \sigma_3) \quad \text{și} \quad -\frac{1}{3}(\sigma_1 - \sigma_3)$$

Atunci cînd componentele orizontale σ_3 ale tensiunii principale σ_1 nu dau deformații orizontale ε_3 se spune că sistemul se află în echilibru. Raportul dintre aceste două tensiuni, în cazul unor deformații orizontale nule se numește *coeficient de împingere* sau de *presiune* în stare de repaus și se notează cu simbolul K_0:

$$K_0 = \frac{\sigma_3}{\sigma_1} \tag{3.91}$$

Efortul de deformare sau de rupere prin compresiune triaxială se calculează pe baza suprafeței medii a secțiunii transversale a epruvetei (fig. 3.68).

Prin deformare, înălțimea inițială a epruvetei h_0 se reduce cu Δh, din care cauză și volumul V_0 se modifică cu ΔV. Suprafața medie a secțiunii transversale a epruvetei, pe care o notăm cu simbolul A, devine în urma acestei modificări

$$A = \frac{V_0 - \Delta V}{h_0 - \Delta h} = \frac{1 - \frac{\Delta V}{V_0}}{1 - \frac{\Delta h}{h_0}} \cdot \frac{V_0}{h_0} \tag{3.92}$$

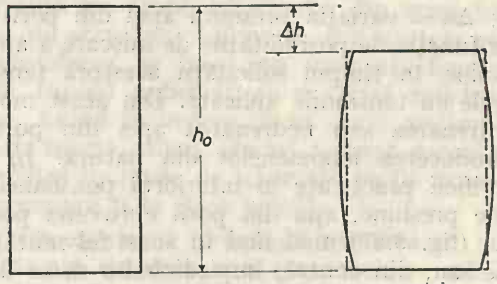


Fig. 3.68. Deformația epruvetei în timpul solicitării triaxiale.

Întrucît suprafața inițială a secțiunii transversale $A_0 = \frac{\Delta h}{h_0}$, iar prin comprimare deformația axială $\varepsilon = \frac{V_0}{h_0}$, secțiunea finală transversală medie se calculează cu relația

$$A = A_0 \frac{1 - \frac{\Delta V}{V_0}}{1 - \varepsilon}, \tag{3.93}$$

valorile parametrilor fiind măsurați în timpul determinării.

Datorită incompresibilității apei din porii rocilor moi saturate, în timpul solicitării acestora ΔV este nul și ca urmare mărimea suprafeței efective este determinată numai de valoarea deformației axiale. În toate celelalte cazuri, pentru stabilirea mărimii suprafeței finale a secțiunii transversale, este necesară și cunoașterea variației de volum ΔV.

Mărimea cu care se reduce volumul epruvetei în timpul solicitării triaxiale poate fi determinată prin una din următoarele căi:

— măsurarea volumului de apă ce se introduce în celulă în timpul solicitării, pentru a compensa reducerea de volum a epruvetei și a menține valoarea tensorului sferic;

— măsurarea volumului de apă evacuată din porii epruvetei, prin îndesarea acesteia în timpul solicitării triaxiale;

— măsurarea directă în timpul solicitării, prin dispozitive mecanice, optice sau electronice, a variației dimensiunilor epruvetei.

Aplicarea uneia sau alteia din aceste metode de măsurare a variației de volum, nu poate fi făcută la alegere. În raportul dintre tensorul sferic și variația de volum, determinantă nu este presiunea fluidului din celulă ci, așa după cum rezultă și din ecuația 3.77, diferența dintre această presiune și presiunea apei care umple golurile intergranulare ale rocii. Dacă sntervine o modificare în presiunea apei din pori, volumul epruvetei se modifică fără ca asupra tensorului sferic sau a deviatorului de presiune să se fi acționat cu ceva:

$$-\frac{\Delta V}{V} = C_c \Delta\sigma' \tag{3.94}$$

unde $\frac{\Delta V}{V}$ este reducerea volumului epruvetei pe unitatea de volum;

C_c — compresibilitatea scheletului solid al rocii din epruvetă; $\Delta\sigma' = \Delta\sigma - \Delta u$ — variația tensiunii efective ($\Delta\sigma$ = variația tensiunii normale totale; Δu = variația presiunii apei din pori).

În funcție de posibilitățile de mișcare a apei prin golurile intergranulare ale rocilor, în timpul solicitării acestora tensiunile efective pot fi anulate sau egale cu tensiunile aplicate. Din acest motiv, în determinările de laborator drenarea sau nedrenarea apei din pori are o deosebită importanță în reproducerea fenomenelor din natură. În acest scop, prin intermediul unor orificii practicate în interiorul ponsoanelor prin care se aplică deviatorul de presiune, apa din porii epruvetei poate fi dirijată spre exteriorul acesteia (fig. 3.67) modelînd în acest fel calitățile rocilor înconjurătoare permeabile sau, din contră, împiedicînd-o să se deplaseze așa cum se întîmplă în cazul ecranelor impermeabile.

Prima categorie de determinări poartă numele de „încercări sau determinări cu drenarea apei din pori", sau pe scurt „determinări drenate", în timp ce a doua este cunoscută ca „determinări nedrenate".

Determinarea rezistenței la compresiune triaxială în condiții de drenare a apei din pori, se realizează printr-o încărcare suficient de lentă, pentru a da posibilitate apei din pori să migreze către golurile învecinate, în așa fel încît în masa rocii faza lichidă să nu ajungă în situația de a prelua din tensiunile ce acționează asupra scheletului solid. Procesul de rearanjare

a structurii și de migrare a apei din pori sub influența unor solicitări constante și a permeabilității mediilor învecinate, poartă numele de consolidare (îmbunătățire a proprietăților fizico-mecanice).

Determinată în principal de permeabilitate, consolidarea este caracteristică în special rocilor moi argiloase, întrucît în cazul rocilor necoezive, apa din pori este împinsă către spațiile înconjurătoare, practic în același timp cu aplicarea solicitărilor.

Dacă drenarea poate fi privită ca un transfer de volum de apă din porii unei roci către spațiile înconjurătoare, consolidarea reprezintă de fapt un transfer de presiune de la această apă către scheletul solid al rocii.

În funcție de acest transfer, rezistența la compresiune triaxială se poate determina în următoarele condiții:

1. Neconsolidat-nedrenat. În timpul aplicării tensorului sferic și a deviatorului de presiune nu este permis ca apa din pori să se dreneze ci se menține sub presiune. Acest tip de determinare se aplică la roci moi coezive aflate în stare de saturare totală sau parțială. Se execută pe epruvete cu structura netulburată constituite din argile, turbă și aluviuni sau pe epruvete din argilă cu structura tulburată pentru a determina gradul de sensitivitate sau rezistența materialelor depuse în halde sau din care se vor construi baraje, diguri sau căi de transport.

2. Consolidat-nedrenat. Acest tip de determinări se execută pe probe de roci netulburate, constituite din argile, aluviuni și turbe, sau pe epruvete formate din aceleași roci dar cu structura tulburată, așa după cum vor arăta după excavare și depunerea lor în halde, baraje, diguri sau paturi de vehiculare. De asemenea se mai utilizează și la determinarea aceluiași parametru, la nisipuri și pietrișuri. Consolidarea epruvetei se realizează sub acțiunea presiunii hidrostatice a tensorului sferic, iar la aplicarea deviatorului de presiune drenarea trebuie să fie împiedicată. Determinarea poate fi executată numai pe probe care în prealabil au fost saturate cu apă.

3. Consolidat-drenat. Se execută pe probe constituite din orice fel de roci moi, indiferent dacă au sau nu structura tulburată. Epruvetele pot fi total sau parțial saturate. Consolidarea se face sub influența tensorului sferic, dar poate continua și în timpul aplicării, cu o viteză suficient de mică, a deviatorului de presiune. Avînd în vedere că în cazul rocilor argiloase, permeabilitatea acestora este foarte redusă, timpul necesar consolidării va fi foarte lung. Pentru a simplifica lucrările de laborator rocile necoezive pot fi supuse acestui tip de determinare și în stare uscată.

În timpul determinării, experimentatorul trebuie să urmărească următorii parametri: — viteza de încărcare cu eforturi a epruvetei; — mărimea presiunii fluidului din celulă; — forța de comprimare aplicată pe axa longitudinală a epruvetei; — deformația epruvetei; — mărimea presiunii apei din pori.

La stabilirea valorii tensiunii principale σ_1, trebuie avut în vedere nu numai deviatorul de presiune măsurat în timpul determinării, ci și geometria poansoanelor prin care acesta este aplicat și datorită cărora

$$\sigma_1 = \frac{F+G}{A} + \sigma_3\left(1 - \frac{a_1}{A}\right) \tag{3.95}$$

unde F este forța verticală aplicată pe epruvetă; G — greutatea pieselor așezate pe epruvetă; a_1 — suprafața secțiunii transversale a tijei prin intermediul căreia se transmite efortul vertical asupra poansonului superior; A — secțiunea transversală a epruvetei și deci și a poansonului.

Cu ajutorul valorilor parametrilor măsurați în timpul determinării, sau calculați pe baza datelor măsurate, se trasează pentru fiecare mărime σ_3, curba de variație în funcție de deformația specifică axială $\varepsilon = \frac{\Delta h}{h_0}$, a deviatorului de presiune $\sigma_1 - \sigma_3$, a raportului eforturilor principale efective $\frac{\sigma_1}{\sigma_3}$ și a presiunii apei din pori u.

Momentul ruperii, corespunde fie valorii maxime a deviatorului de presiune, fie raportului maxim al eforturilor principale efective. În cazurile în care curba efort-deformație are un vîrf pronunțat, momentul ruperii se poate determina destul de exact, în timp ce în cazul rocilor moi avînd o consistență redusă sau o structură tulburată, cedarea se produce după deformări axiale mari și are aspectul unei curgeri plastice sub influența unui deviator de efort constant. Din acest motiv, determinarea se consideră terminată cînd deformația axială atinge o valoare arbitrară (10—20% din înălțimea epruvetei) ce poate duce de fapt la o subestimare a posibilităților de rezistență ale rocii.

O altă metodă aplicată la stabilirea valorii deviatorului de efort, rezultată experimental, este aceea a valorii corespunzătoare punctului de pe curba efort-deformație, a cărui tangentă face cu orizontala un unghi de 30°. Acolo unde nu se admit deformații ale construcțiilor inginerești și curba de efort-deformație a rocii, are un vîrf pronunțat, în calcul se adoptă valoarea deviatorului de efort egală cu rezistența reziduală.

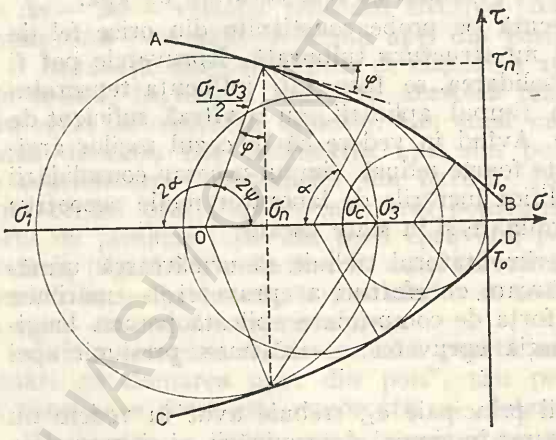


Fig. 3.69. Curba înfășurătoare a cercurilor lui Mohr, trasată pe baza datelor obținute în condiții de solicitare triaxilaă.

Determinarea stării de tensiune și a caracteristicilor de rezistență din rezultatele măsurătorilor rezistenței la compresiune triaxială a rocilor moi se face prin procedeul cercurilor tensiunilor limită, sau, pe scurt, procedeul cercurilor lui Mohr (fig. 3.69). Procedeul constă în trasarea într-un sistem

de axe a cercurilor tensiunilor limită, corespunzătoare fiecărei epruvete solicitate în condiții de compresiune triaxială.

Pentru fiecare epruvetă încercată, abscisa centrului cercului tensiunii limită se determină cu relația

$$X_0 = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \tag{3.96}$$

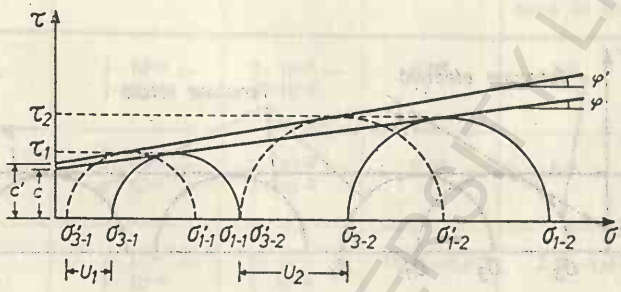


Fig. 3.70. Trasarea înfășurătorii tensiunilor principale cu și fără influența presiunii apei din pori.

Trasarea centrelor poate fi efectuată în *eforturi totale* sau în *eforturi efective*, adică:

$$X_0 = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - u \tag{3.97}$$

unde u este presiunea apei din pori.

Raza Y_0, corespunzătoare aceluiași cerc, este

$$Y_0 = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \tag{3.98}$$

adică jumătate din mărimea deviatorului de efort.

Construirea cercurilor tensiunilor limită pentru diferite stări de tensiune, măsurate în timpul determinării rezistenței la compresiune triaxială, dă posibilitatea trasării unei curbe înfășurătoare la întreaga familie de cercuri, adică tangentă la fiecare dintre acestea. Întrucît la trasarea înfășurătorii sînt necesare rezultatele a numeroase încercări experimentale, O. Mohr a propus și o rezolvare simplificată, constînd din înlocuirea înfășurătorii cu o linie dreaptă, tangentă la cercurile tensiunilor limită luate cîte două și a cărei ecuație în sistemul de coordonate $\tau - \sigma$ este egală cu ecuația lui Coulomb (3.72).

Pentru reprezentarea grafică a rezultatelor obținute prin solicitarea la compresiune triaxială a unor epruvete confecționate dintr-o rocă moale se procedează așa după cum se arată în fig. 3.70, din care se poate constata cam ce înseamnă din punct de vedere al mărimii caracteristicilor de rezistență neglijarea presiunii apei din pori.

3.5.3.1. Determinări neconsolidate-nedrenate

Determinările nedrenate se obțin prin menținerea constantă a valorii efortului principal minim σ_3, ruperea rezultînd din creșterea efortului principal maxim σ_1. Operațiunile de măsurare a presiunii apei din pori depind atît de tipul de rocă supus încercărilor cît și de scopul pentru care acestea

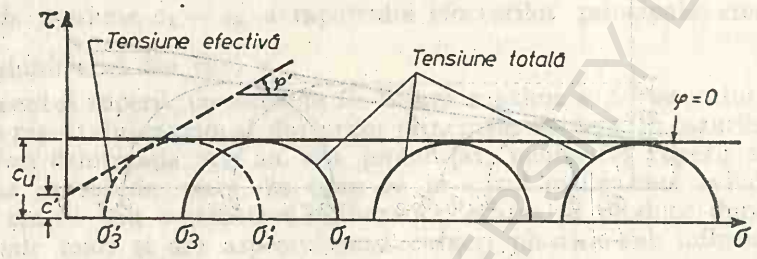


Fig. 3.71. Cercurilor tensiunilor principale pentru determinări nedrenate efectuate pe roci moi coezive saturate.

sînt executate. Nemăsurarea presiunii apei din pori se limitează de regulă numai la domeniul rocilor moi coezive saturate, în care apa anulează frecarea dintre particule (fig. 3.71).

În cadrul acestui tip de determinări, epruvetele sînt supuse la solicitări pînă în momentul în care deformația crește și sub o valoare constantă sau în scădere a deviatorului de presiune.

În cazul argilelor normal consolidate și a unor argile supraconsolidate cu rezistență mare, cedarea poate avea loc la o deformare de 2—5%, mergînd, în cazul unor probe cu structură tulburată, pînă la 30%.

Măsurarea presiunii apei din pori, în cazul determinărilor nedrenate, este o operație care se practică, în general, la solicitarea epruvetelor realizate prin compactarea unor materiale de umplutură.

Din cauza prezenței în pori a fazei gazoase, creșterea tensorului sferic produce o îndesare a materialului echivalentă cu o reducere a volumului epruvetei și o creștere a efortului efectiv.

Timpul aproximativ, necesar după Bishop și Henkel (1962) pentru efectuarea unor astfel de determinări în funcție de influența diferiților factori se prezintă în tabelul 3.16. Variația deviatorului de efort și a presiunii apei din porii epruvetei, în funcție de deformația acesteia, se prezintă în figura 3.72.

Atunci cînd epruvetele utilizate la determinare au aceeași umiditate, rezultatele se situează aproximativ după o înfășurătoare în linie dreaptă

Tabelul 3.16

Ritmurile ce trebuie respectate la executarea determinărilor nedrenate

Tipul de rocă	Coeficientul de filtrație, cm/s	Coeficientul de consolidare, cm²/s	Viteza de deformare, %/minut	Timpul aproximativ pînă la cedare (ore)	
				sub conținutul optim de apă	peste conținutul optim de apă
Argile nisipoase, Argile prăfoase	$1 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-1}$ — $2 \cdot 10^{-2}$	0,08	1,0	2,5
Argile	$1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-2}$ — $2 \cdot 10^{-3}$	0,08	1,5	3,0
Argile grase, Argile marnoase	$1 \cdot 10^{-7}$ — $1 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-4}$	0,08—0,04	2,0—4,0	4,0—8,0

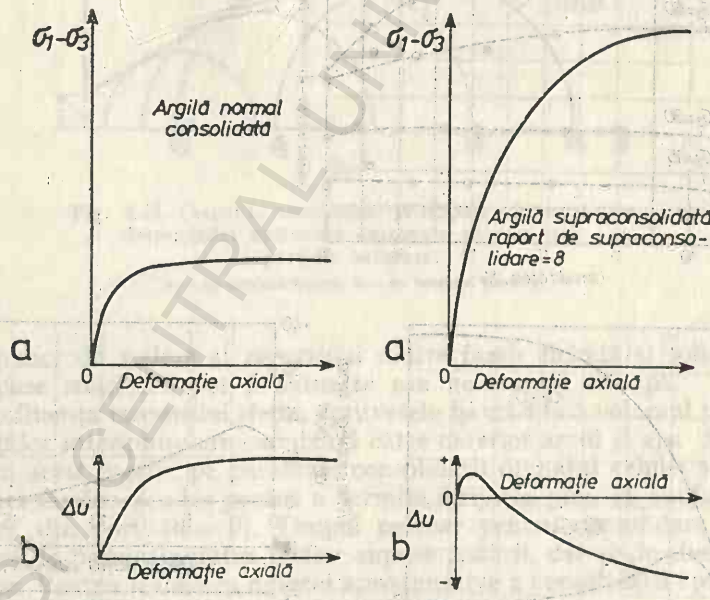


Fig. 3.72. Corelația dintre deformație, solicitare și presiunea apei din pori în timpul aplicării deviatorului de efort:

a — deformație-deviator de efort; *b* — deformație-presiunea apei din pori.

(fig. 3.70). Cînd această condiție nu este îndeplinită, rezultatele se prelucrează mai întîi, în funcție de conținutul în apă, așa după cum se arată în figurile 3.73 și 3.74, înfășurătoarea obținîndu-se prin interpolarea datelor corespunzătoare umidității respective.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

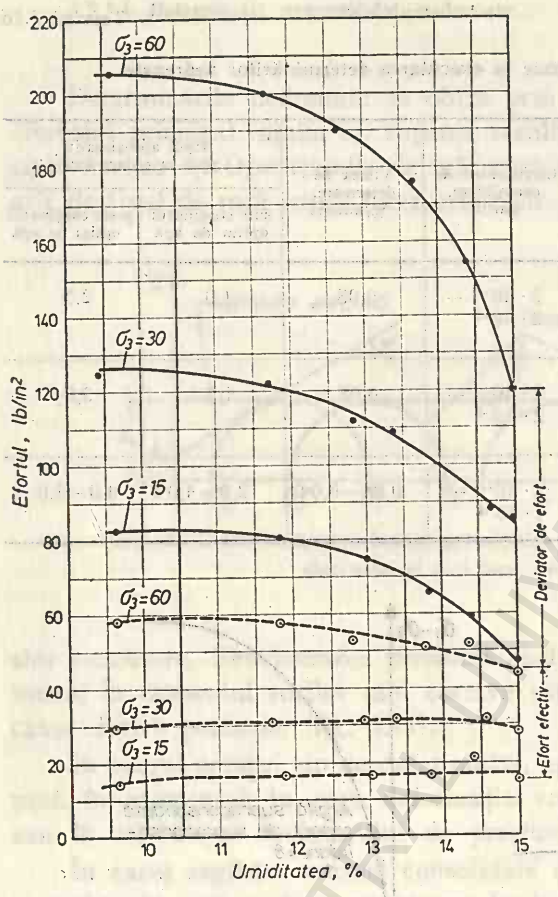


Fig. 3.73. Variația deviatorului de efort și a efortului efectiv principal minim, în funcție de umiditate, obținute prin testarea unui material de umplutură compactată (după A. Bishop și D. Henkel, 1957).

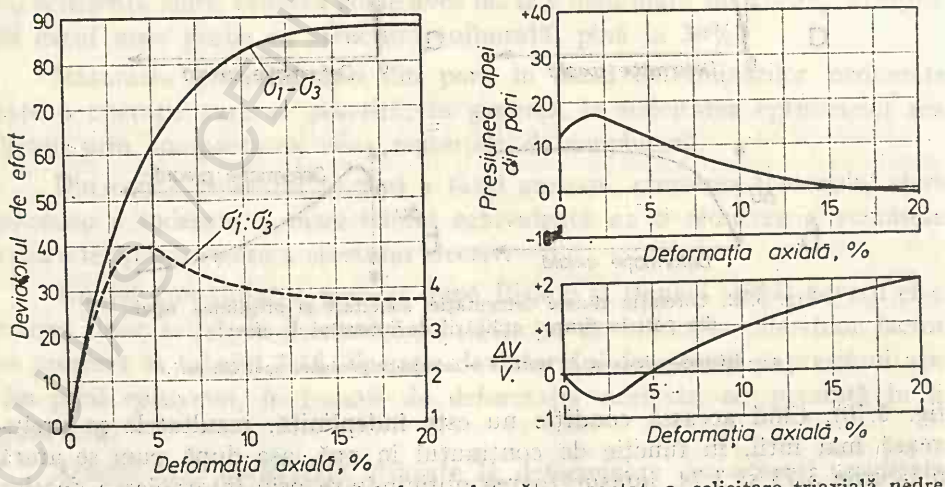


Fig. 3.74. Comportarea unui material de umplutură compactat, a solicitare triaxială nedrenată (după A. Bishop. D. Henkel, 1957).

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

3.5.3.2, **Determinări consolidate-nedrenate**

Pentru executarea acestui tip de determinări, epruvetele sînt mai întîi consolidate sub presiunea unui tensor sferic și numai după aceea supuse acțiunii deviatorului de efort. În timpul consolidării, tensorul sferic trebuie să fie aproximativ egal cu mărimea solicitărilor din teren. Determinările se fac cu sau fără măsurarea presiunii apei din pori.

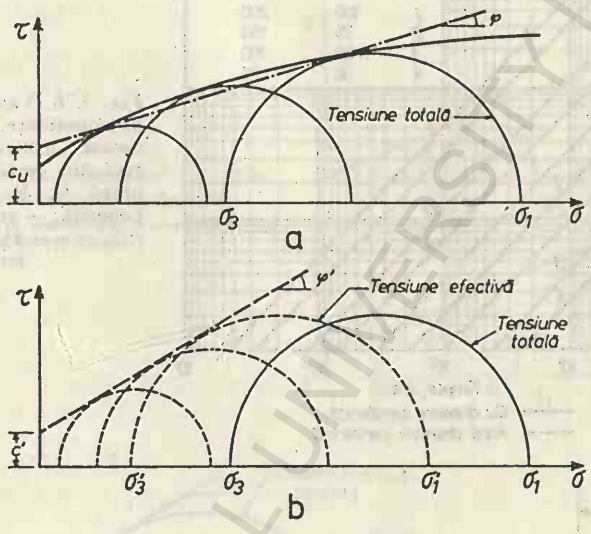


Fig. 3.75. Cercurile tensiunilor principale obținute prin determinări nedrenate executate pe roci moi parțiale saturate:
a — cu tensiuni totale; *b* — cu tensiuni efective.

Din punct de vedere al raportului dintre fazele lichidă și solidă, epruvetele supuse solicitării pot fi saturate sau nesaturate cu apă.

Sub influența tensorului sferic, epruvetele își modifică volumul prin reducerea spațiilor intergranulare expulzînd către exterior aerul și apa din aceste goluri. Din acest motiv, pe parcursul consolidării drenajul celulei și deci și al epruvetei rămîne deschis pentru a permite dirijarea pînă la anulare, a presiunii apei din pori ($u = 0$). Timpul necesar pentru consolidare depinde în principal de permeabilitatea rocilor supuse testării, dar și de dimensiunile epruvetelor. Pentru stabilirea duratei aproximative a consolidării epruvetelor, G. E. Blight (1963) a construit abaca din fig. 3.76.

Terminarea consolidării înseamnă practic încetarea oricăror deformații ale epruvetei și anularea completă a presiunii apei din pori. Pentru rupere, este necesar ca mai întîi să se închidă drenajul epruvetei, punîndu-se sau nu în legătură cu aparatul pentru măsurarea presiunii apei din pori și numai după aceea să se treacă la aplicarea deviatorului de efort. Sub acțiunea unui plus de solicitare, epruveta se comprimă, iar presiunea apei din pori începe să crească și să anuleze treptat din valoarea efortului normal.

Mărimea caracteristicilor de rezistență se determină prin același procedeu Mohr, utilizat și în cazul determinărilor neconsolidate. Trebuie avut însă în vedere că atunci cînd testările se fac pe epruvete din argilă netulburată, consolidată la o presiune de consolidare mai mare decît aceea a tensorului sferic, curba înfășurătoare nu mai este o linie dreaptă, ci are alura indicată în figura 3.77.

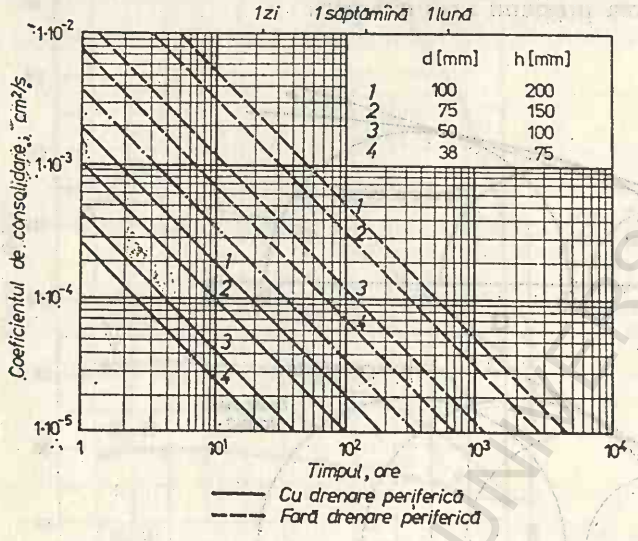


Fig. 3.76. Variația, în funcție de consolidare, a timpului total necesar pentru ca presiunea apei din pori să fie omogenă (după G. E. Blight, 1963). Legendă: — cu drenare periferică, — — — fără drenare periferică.

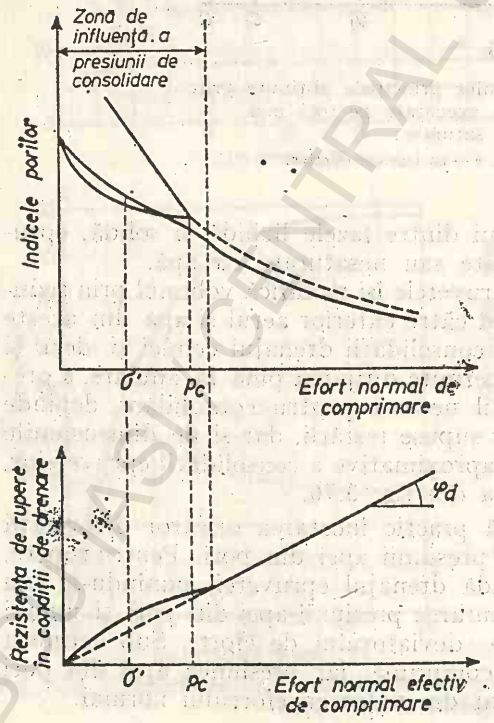


Fig. 3.77. Corelația dintre efortul normal și rezistența la rupere, în funcție de presiunea de consolidare p_c.

3.5.3.3. **Determinări consolidate-drenate**

Caracteristica principală a acestui tip de determinare este aceea că viteza de aplicare a deviatorului de efort este în așa fel aleasă încît să înlăture cu totul posibilitatea apariției unei presiuni în fluidul din pori. Întrucît în acest caz influența acesteia este nulă, eforturile efective sînt egale cu eforturile aplicate și atunci curba înfășurătoare se obține direct în termenii efortului efectiv, din cercurile lui Mohr la cedare (fig. 3.78 și fig. 3.79).

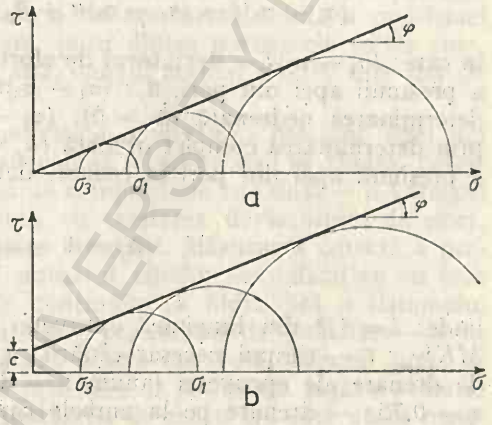


Fig. 3.78. Cercurile tensiunilor lui Mohr, obținute prin determinări drenate:
a — pe probe normal consolidate; *b* — pe probe supraconsolidate.

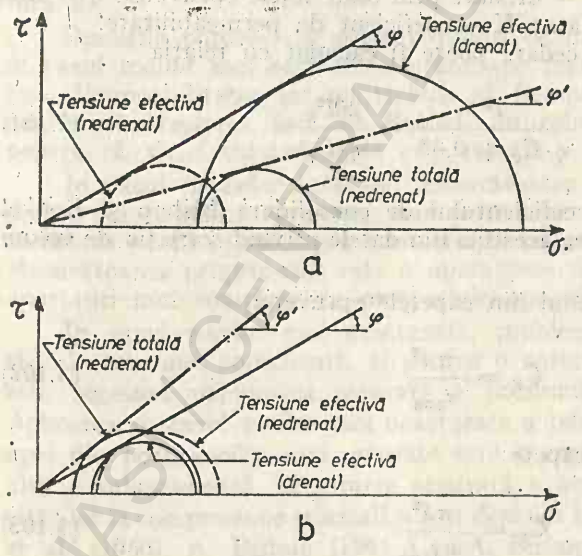


Fig. 3.79. Comparație între caracteristicile de rezistență ale unei argile normal consolidate prin determinări drenate și nedrenate:
a — rupere prin creșterea tensiunii maxime principale, σ_1; *b* — rupere prin descreșterea tensiunii minime principale, σ_3.

În timpul testării se pot obține și alte informații asupra proprietăților rocii, după cum ar fi spre exemplu cele care privesc modificările de volum din timpul aplicării tensorului sferic și a deviatorului de presiune, precum și asupra caracteristicilor lor de efort-deformație. Determinarea propriu-zisă se poate realiza printr-un ritm constant de deformare sau prin creșterea

bruscă și în trepte a deviatorului de efort. Durata unei determinări depinde de permeabilitatea rocilor și aceasta face ca în cazul nisipurilor cedarea să se obțină în mai puțin de o oră.

În cazul argilelor problema este puțin mai complicată și timpul aproximativ necesar pentru efectuarea unei determinări a preocupat și preocupă pe mulți cercetători. Raportul dintre rezistența nedrenată, rezistență complet drenată și rezistența corespunzătoare unei reduceri parțiale a presiunii apei din pori se poate scrie sub forma:

$$(\sigma_1 - \sigma_3)f = (\sigma_1 - \sigma_3)u + \bar{u}_f\,[(\sigma_1 - \sigma_3)d - (\sigma_1 - \sigma_3)u] \tag{3.99}$$

în care: $(\sigma_1 - \sigma_3)f$ — deviatorul de efort corespunzător unei reduceri parțiale a presiunii apei din pori, $\bar{u}_f$; $(\sigma_1 - \sigma_3)u$ — deviatorul de efort obținut prin determinarea nedrenată ($\bar{u}_f = 0$); $(\sigma_1 - \sigma_3)d$ — deviatorul de efort obținut prin determinarea complet drenată ($u_f = 1$); $\bar{u}_f$ — gradul mediu de reducere a presiunii apei din pori la cedare, dat de expresia

$$\bar{u}_f = 1 - \frac{l^2}{\eta \cdot C_V \cdot t_f} \tag{3.100}$$

unde: $l = 1/2$ din lungimea epruvetei; C_V — coeficientul de consolidare $= MK/\gamma_w$; t_f — timpul necesar cedării; η — factor care depinde de condițiile de drenare ale epruvetei (anume: — drenare numai prin unul din capete, $\eta = 0{,}75$; — drenare pe la ambele capete, $\eta = 3$; drenare numai pe fața laterală a epruvetei, $\eta = 32$; — drenare prin toate fețele epruvetei, $\eta = 35$); M — modul de compresibilitate; K — coeficient de permeabilitate.

Timpul necesar pînă la cedare poate fi calculat cu relația

$$t_f = \frac{l^2}{\eta \cdot C_V + 0{,}05} = \frac{20l^2}{\eta \cdot C_V} \tag{3.101}$$

Pentru a afla mărimea coeficientului de consolidare Bishop și Henkel (1957) recomandă determinarea acestuia din datele privind variația de volum și timpul de consolidare:

— drenare numai prin unul din capetele epruvetei

$$C_V = \frac{\pi\, l^2}{t_{100}} \tag{3.102}$$

— drenare prin ambele capete:

$$C_V = \frac{\pi\, l^2}{4\, t_{100}} \tag{3.103}$$

— drenare prin părțile laterale ale epruvetei:

$$C_V = \frac{\pi\, l^2}{64\, t_{100}} \tag{3.104}$$

— drenare prin ambele capete și prin suprafața laterală a epruvetei:

$$C_v = \frac{\pi l^2}{100 \cdot t_{100}} \tag{3.105}$$

unde l este 1/2 din lungimea epruvetei (în inci); t_{100} = timpul în minute necesar unei consolidări în proporție de 100%.

Pentru stabilirea cît mai corectă a mărimii eforturilor efective preluate de rocă în timpul solicitării, se impune o tratare foarte atentă a problemei presiunii interstițiale. În cazul în care, porii dintre particulele solide componente ale rocilor moi sînt plini cu apă, efortul normal efectiv este dat de expresia 3.77.

Problema evidențierii cît mai judicioase a efectului presiunii apei din pori asupra mărimii eforturilor normale constă în măsurarea în timpul determinării — în cazul de față în aparatul de compresiune triaxială — a variației mărimii presiunii apei din pori, odată cu creșterea deviatorului de efort, atunci cînd tensorul sferic este menținut constant. Măsurarea corectă a presiunii apei din pori nu depinde de numărul cifrelor semnificative cu care se face citirea pe manometru, ci de continuitatea hidraulică a sistemului epruvetă — discuri poroase — platane sau poansoane de solicitare — conducte — robineți — manometru. Legătura dintre epruvetă, discul poros și cilindrul metalic prevăzut cu orificiul prin care se realizează legătura dintre fluidul din porii rocii și fluidul din instalația de măsurare este cheia rezultatului.

Discurile poroase, în general discuri ceramice sau din gresii, pot avea în cazul rocilor moi saturate o granulație fină care să dreneze totuși ușor apa. Permeabilitatea lor nu trebuie să fie mai mică decît a rocii care se analizează. Izolarea față de fluidul din celulă trebuie să fie impecabilă, pentru că altfel măsurătoarea este ratată.

În cazul probelor saturate, măsurătoarea se poate face și numai prin partea inferioară a epruvetei, dar pentru aceasta trebuie mare atenție la saturarea părții superioare a epruvetei în timpul montării acesteia în celulă. Măsurătoarea propriu-zisă este o operațiune simplă, descrisă în cazul unei aparaturi mai complexe în prospectele aparatelor.

În cazul rocilor moi nesaturate, problema influenței presiunii interstițiale este mai complicată, și pentru o corectă interpretare a rezultatelor este necesară măsurarea separată a presiunii aerului și a apei din pori. Aplicarea în cazul rocilor moi nesaturate a tehnicii de măsurare a presiunii apei din porii rocilor mai saturate este o eroare pe care unii o ignoră, iar alții o subestimează. Măsurarea separată a acestor presiuni în timpul solicitărilor la compresiune triaxială a fost descrisă în diferite lucrări de A. Bishop et al. (1960), A. Bishop (1961) și A. Bishop și D. Henkel (1962).

Presiunea apei din pori acționînd în cazul rocilor moi nesaturate numai asupra unei suprafețe χ din unitatea de suprafață a porilor dintre particulele solide, efortul efectiv este egal cu

$$\sigma' = (\sigma - u_a),\ \chi(u_a - u_w) \tag{3.106}$$

Pentru o rocă saturată în care gradul de umiditate $S = 1$, mărimea „suprafeței" χ este egală cu unitatea, în timp, ce în cazul unui pământ uscat, deci fără faza lichidă, $\chi = 0$ și atunci:

$$\text{pentru } S = 1 \qquad \sigma' = \sigma - u_w$$

$$\text{pentru } S = 0 \qquad \sigma' = \sigma - u_a \qquad (3.107)$$

În cazul rocilor moi nesaturate, prin partea inferioară a epruvetei se măsoară presiunea apei din pori, iar prin partea superioară presiunea aerului.

Pentru măsurarea presiunii aerului din pori, condiția de bază, după I. K. Lee și I. B. Donald (1968), este aceea ca elementul poros fixat la capătul de sus al epruvetei să fie capabil să transmită presiunea aerului din pori, unui sistem de măsurare cu curgere nulă, ceea ce înseamnă ca în timpul determinării, reținerea apei să fie neglijabilă pentru toate valorile $(u_a - u_w)$. În acest scop, discurile poroase care se montează la partea superioară a epruvetei trebuie să fie discuri ceramice cu pori mai mari sau filtre din fibră de sticlă. Discurile cu granulație fină pot transmite presiunea aerului numai din rocile în care faza lichidă ocupă un spațiu foarte mic.

Cu toate că porozitatea rocii din care este alcătuită epruveta și porozitatea discului pot afecta valoarea lui u și viteza de răspuns a sistemului de măsurare — în special la grade mari de umiditate — totuși executarea determinării cu o viteză de deformare corespunzătoare, cît și asigurarea continuității aerului în sistemul de măsurare, vor permite măsurarea corectă a presiunii aerului din pori.

Presiunea apei din pori se măsoară după aceeași tehnică ca și în cazul rocilor saturate, dar discul poros trebuie să aibă porii cu dimensiuni foarte mici, astfel încît valoarea de intrare a aerului să fie în exces față de cea mai mare valoare așteptată a lui $(u_a - u_w)$ din timpul executării determinării. Discul poros trebuie să fie în continuitate hidraulică cu apa din porii epruvetei și cu cea din sistemul de măsurare. Etanșarea trebuie de asemenea să fie perfectă.

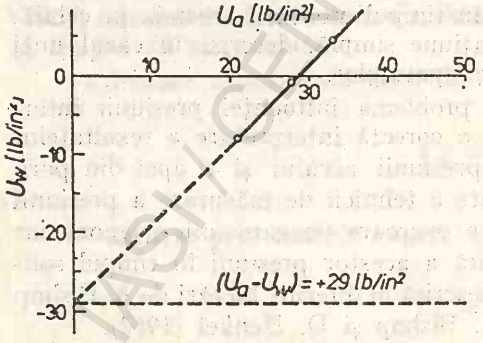


Fig. 3.80. Tehnica translației originii presiunilor (după J. W. Hilf, 1956)

Valorile presiunii apei din pori mai mici decît presiunea atmosferică pot fi măsurate; experimental s-a constatat că în cazul în care $u_w < -10$ lb/in², în sistemul de măsurare pătrund bule de aer din epruvetă. J. W. Hilf (1956) a rezolvat această problemă ridicînd artificial presiunea lui u_a cu scopul de a aduce pe u_w în domeniul măsurabil (fig. 3.80).

Odată cu introducerea prin partea superioară a epruvetei, a presiunii suplimentare de aer, s-a mărit în mod egal și efortul total σ, în așa fel încît $(\sigma - u_a)$ și $(u_a - u_w)$ să rămînă constante, pentru a nu modifica efortul normal efectiv Și, așa după cum se vede din fig. 3.80, diferența de presiune dintre u_a și u_w nu este dependentă de valoarea absolută a presiunii aerului din pori u_a.

După Lee și Donald (1968), cînd datele obținute pe roci moi nesaturate sînt interpretate prin criteriul de rupere Mohr—Coulomb, există probabilitatea unor erori datorate fie tehnicii experimentale defectuoase, fie interpretării incorecte a rezultatelor. Sursele acestor erori pot fi:

1) măsurarea incorectă a presiunii apei din pori, adică măsurarea în timpul determinării a valorii u_a în loc de u_w și s-a presupus că $u_a - u_w \approx 0$;

2) măsurarea corectă a presiunii apei din pori, dar neglijarea presiunii aerului din aceeași pori, presupunîndu-se că $u_a - u_w \approx 0$ și deci utilizarea incorectă a legii efortului efectiv;

3) presupunîndu-se că $\chi \approx S$, s-a ales la calculul efortului efectiv o valoare eronată a lui χ.

4) alegerea unei viteze de testare nepotrivite, ceea ce determină o neechilibrare a presiunilor interstițiale și deci o măsurare incorectă a lui $u_a - u_w$.

1. Măsurarea incorectă a lui u_w. Ignorînd diferența $u_a - u_w$ din relația 3.106 și măsurînd pe u_a în locul lui u_w, eforturile efective vor fi calculate la fel ca atunci cînd $S = 0$, adică

$$\sigma' = \sigma - u_a \tag{3.107}$$

Cum diferența $u_a - u_w$ este pozitivă și χ este cuprins, conform definiției, între 0 și 1, ecuația 3.107 subestimează eforturile efective cu valoarea $\chi(u_a - u_w)$. Efectul acestei subestimări asupra caracteristicilor de rezistență este prezentat în fig. 3.81 *a*. Eroarea conduce la o supraevaluare grosolană a coeziunii și o subevaluare a frecării interne. La valori reduse ale lui $\sigma - u_a$, cercurile sînt trasate mai în stînga față de adevăratele lor poziții. Sub influența unor tensori sferici cu valori mai ridicate, diferența $u_a - u_w$ se reduce și cu toate că χ poate crește ușor, eroarea în evaluarea efortului efectiv este mai mică. Rezultatul net este o descreștere a frecării interne, luînd panta medie a înfășurătoarei.

2. Utilizarea incorectă a legii efortului efectiv. Presupunînd că s-a măsurat corect presiunea apei din pori, prin utilizarea relației 3.77 se poate ajunge la o supraevaluare a efortului efectiv. Eecuația 3.106 poate fi retranscrisă și sub forma:

$$\sigma' = (\sigma - u_w) - (1 - \chi)(u_a - u_w) \tag{3.108}$$

Determinarea se poate realiza pe epruvete avînd aceeași umiditate, dar cu o presiune laterală $\sigma_3 - u_a$ crescută.

Alt tip de determinare se realizează prin păstrarea constantă a tensorului sferic $\sigma_3 - u_a$ variind numai umiditatea.

În cazul unui conținut constant de apă, cercurile tensiunilor principale vor fi trasate spre dreapta față de poziția lor corectă, deplasarea descrescînd ușor odată cu creșterea lui $\sigma_3 - u_a$. Aceasta înseamnă că vom obține o coeziune negativă (fig. 3.81 *b*) și un unghi de frecare internă ușor mărit.

În cazul unor umidități diferite, rezultatul va fi invers. Cele mai mari eforturi efective vor fi cele obținute pe probele cu umiditatea cea mai scăzută și cu cea mai mare sucțiune. Cercurile acestor tensiuni (fig. 3.81 *c*) vor fi deplasate către dreapta în raport cu cele obținute pe probe cu umi-

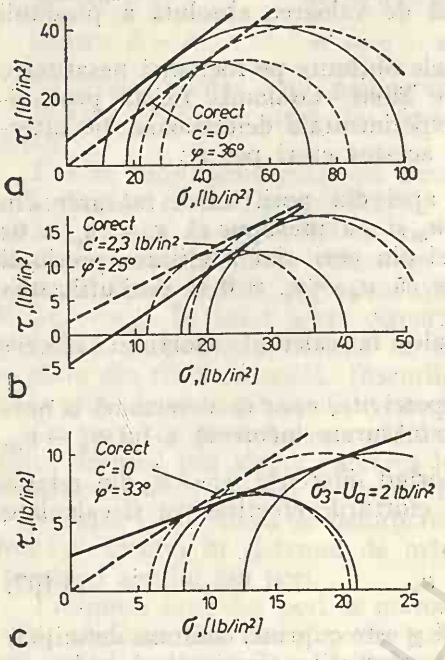


Fig. 3.81. Erori în obținerea caracteristicilor de rezistență (după A. Bishop și G. Blight, 1963): *a* — nedrenat; ($\sigma' = \sigma - u_a$); *b* — conținut constant în apă ($\sigma' = \sigma - u_w$); *c* — presiune laterală constantă. ($\sigma' = \sigma - u_w$).

ditate mai mare și deci și cu o sucțiune mai redusă. Tangenta la aceste cercuri va avea o pantă mai redusă și ca atare vom obține o supraevaluare a coeziunii și o subevaluare a frecării interne. În unele cazuri se poate ajunge chiar în situația ca unghiul de frecare internă să fie nul sau cu valoarea negativă, ceea ce este total anapoda.

3. Alegerea necorectă a valorii lui χ. Pentru a înțelege mai bine care ar putea fi influența acestei erori să facem o recapitulare a definiției acestui parametru.

În rocile moi parțiale saturate, golurile intergranulare sînt pline atît cu apă cît și cu aer.

Cum gradul de umiditate sau de saturație S este definit ca fiind raportul dintre volumul de apă și volumul golurilor în cazul rocilor moi nesaturate $S < 1$. Din cauza efectelor tensiunilor de suprafață presiunea apei din pori u_w, este întotdeauna mai mică decît presiunea aerului din pori, u_a. Valoarea $u_a - u_w$ reprezintă diferența dintre cele două presiuni sau sucțiunea dintre cele două faze de stare.

În cazul rocilor moi cu un grad de umiditate foarte scăzut, apa din pori va fi constituită în special din meniscuri plasate în jurul contactelor dintre particule. Într-un plan ce trece prin punctele de contact a două particule solide din componența unei roci moi, pot fi separate următoarele suprafețe: A — suprafața totală; A_c — suprafața de contact a particulei; A_a — suprafața pe care acționează presiunea aerului; A_w — suprafața pe care acționează presiunea apei.

Notînd cu: $a = \frac{A_c}{A}$ și cu $\chi = \frac{A_w}{A}$

raportul: $\frac{A_a}{A} = (1 - a - \chi)$

Pe unitatea de suprafață, adică $A = 1$, se obține $A_c = a$; $A_w = \chi$ și $A_a = (1 - a - \chi)$.

Preluînd solicitarea F, particula de rocă o transmite mai departe la particula următoare prin contactul A_c pe care-l face cu aceasta și pentru echilibru;

$$F = F_c + A_w\, u_w + A_a\, u_a \tag{3.109}$$

în care F_c este efortul transmis prin suprafața de contact A_c.

Forța dezvoltată de apă și aer în pori este egală cu $A_w \cdot u_w + A_a \cdot u_a$. Presiunea echivalentă în pori va fi egală cu:

$$u = \chi u_w + (1 - a - \chi)\, u_a \tag{3.110}$$

Întrucît în cazul rocilor moi raportul a dintre suprafețele A_c și A este neglijabil, efortul efectiv va fi egal cu:

$$\sigma' = \sigma - [\chi\, u_w + (1 - \chi) u_a] \tag{3.111}$$

din care rezultă ecuația lui Bishop (3.106) ce poate fi scrisă și sub forma 3.81.

Cum în multe probleme de inginerie ne întîlnim cu situații în care u_a este egal cu presiunea atmosferică, în calcule valoarea acesteia se consideră nulă. Presiunea atmosferică fiind pentru toate celelalte presiuni o presiune de referință, ecuația lui Bishop devine

$$\sigma' = \sigma - \chi u_w \tag{3.112}$$

Pentru un model de pămînt idealizat, C. D. Aitchison (1961) recomandă ca valoarea χ să fie calculată pentru efortul efectiv cu relația

$$\chi = S + \frac{f(S)}{(u_a - u_w)} = F(S) \tag{3.113}$$

în care $f(S)$ este contribuția meniscului apă-aer la efortul intergranular.

Pentru roci incompresibile necoezive, neglijînd distribuția mărimii particulei, $F(S)$ poate fi aproximat cu relația

$$\chi = 0{,}22 + 0{,}78\ S \tag{3.114}$$

Experimental s-a dovedit (Lee și Donald, 1968) că ecuația 3.114 este corectă în mare parte pentru nisipuri și mîluri, dar este destul de eronată pentru argile.

Luînd pe $\chi \approx S$ se obține o supraevaluare a eforturilor efective, eroare care crește odată cu conținutul în particule argiloase, deoarece în aceste condiții χ descrește și $u_a - u_w$ crește. Valorile aparent reduse ale lui χ în rocile moi argiloase sînt probabil datorate efectelor structurale. Valoarea medie globală a gradului de umiditate S în timpul testării este mult mai mare decît valoarea corespunzătoare zonei în care se produce ruperea.

Atunci cînd determinările sînt executate pe epruvete care au un conținut în apă constant, rezultatul va fi o supraevaluare a coeziunii și o subevaluare a frecării interne, în timp ce în cazul determinărilor realizate printr-un tensor sferic constant, valoarea coeziunii este subestimată, uneori putînd rezulta că este aparent negativă.

4. Viteză necorespunzătoare la aplicarea pe epruvetă a tensiunilor. În timpul procesului de testare, presiunile interstițiale sînt măsurate la capetele epruvetelor și de aceea există posibilitatea ca în cazul unor viteze mari de încărcare cu eforturi, în zona din mijloc, adică acolo unde se produce ruperea, în pori să fie de fapt o altă presiune decît cea măsurată. Întrucît permeabilitatea rocilor descrește puternic odată cu reducerea gradului de umiditate, viteza de egalizare a presiunii interstițiale în corpul epruvetei este foarte mică. În nisipuri, prafuri și alte roci moi permeabile, transmiterea creșterilor de presiune ale apei din pori se face cu mai mare ușurință, ceea ce face ca echilibrarea presiunii în masa rocii să se facă într-un termen mai scurt. Avînd o permeabilitate redusă, sau chiar nulă, în argilele nesaturate apar în timpul solicitărilor concentrări de presiuni împrăștiate în diferite puncte ale probei. Pentru a diminua din efectul acestor creșteri de presiune este necesar ca în timpul solicitării, fluidul din pori să aibă posibilitatea să migreze în spațiile alăturate. Din acest motiv, testarea argilelor nesaturate trebuie să se realizeze cu viteze foarte reduse.

După Lee și Donald (1968) viteza de încărcare cu eforturi este potrivită dacă asigură o deformare în 8 ore egală cu 20% din înălțimea epruvetei. După Blight (1963) egalizarea presiunii apei din pori într-un procent de 95% se obține utilizînd datele ce rezultă din graficul prezentat în fig. 3.76.

În tabelul 05.02 se prezintă rezultatele unui experiment comparativ realizat de Donald (1963) pe un praf nisipos cu 5% argilă și un grad de saturare de 84%. Determinările au fost efectuate în condiții nedrenate, prin menținerea constantă a tensorului sferic și păstrarea aceluiași conținut de aer și apă.

Tabelul 3.17.

Valorile coeziunii și unghiului de frecare internă obținute pe aceeași rocă prin diferite moduri de determinare a efortului efectiv

Modul de determinare a efortului efectiv	Coeziunea, lb/in²	Unghiul de frecare internă grade
Efort total	12,0	30,5
$\sigma' = \sigma - u_a$	8,8	34,5
$\sigma' = \sigma - u_w$	0,0	36,3
$\sigma' = \sigma - u_a + S\,(u_a - u_w)$	2,8	34,9
Epruvete complet saturate	0,0	36,0

Din tabelul 3.17 se constată o mare diferență între parametrii efortului total și cei obținuți prin măsurarea lor corectă pe epruvete saturate. De asemenea, luînd pe $\chi = S$ s-a obținut o supraevaluare a coeziunii de 2,8 lb/in². Dacă pentru o rocă în care conținutul în argilă este mic se înregistrează astfel de diferențe, în cazul rocilor argiloase trebuie să ne așteptăm la erori și mai mari.

3.5.4. Limitele de variație ale valorilor caracteristicilor de rezistență ale rocilor moi

Precizia rezultatelor obținute la determinarea caracteristicilor de rezistență ale rocilor moi este influențată, printre altele, și de gradul de pricepere și experiență al executanților. Din acest motiv, foarte rar se întîmplă să existe o identitate între rezultatele obținute prin testarea acelorași roci în laboratoare diferite. Respectarea riguroasă a condițiilor și a tehnologiei de lucru este o problemă ignorată de începători și trecută cu vederea de acei ingineri care cred că frecarea internă și coeziunea dintre particule sînt valori constante ale rocilor. Din acest motiv întîlnim uneori în datele unor laboratoare, valori care au foarte puține lucruri comune cu parametrul pe care pretinde că-l reprezintă, sau coeficienți de siguranță meniți să acopere multă ignoranță. „Mulți ingineri — așa după cum arăta A. Casagrande (1950) — trimit probe la laborator și cer să se stabilească coeziunea și unghiul de frecare interioară fără să specifice detaliile și condițiile ce trebuie respectate în timpul determinărilor. Ei consideră — afirma același autor — că aceasta este o problemă minoră, de care se poate ocupa un tehnician din laborator. După primirea rezultatelor efectuează calcule cu precizie de 2 sau 3 zecimale și se arată a fi foarte satisfăcuți de munca lor. Dacă și-ar da seama de ceea ce au realizat în realitate, ar avea coșmaruri".

În dorința de a pune la dispoziția începătorilor unele valori orientative, diferiți autori precizează în lucrările lor, limitele de variație ale acestor caracteristici în funcție de influențele diferiților factori.

De exemplu, P. D. Evdokimov (1956) arată că prin utilizarea în laborator a unor metode de testare diferite valorile caracteristicilor de rezistență obținute pe o probă constituită din același nisip nu sînt aceleași:

— forfecare pe plan obligat:	25...30°
— compresiune triaxială:	36...41°
— stabilitatea la alunecare prin încercări efectuate pe model:	23...25°

Același autor a ajuns la concluzia că forfecările pe plan obligat modelează mai bine categoria fenomenelor în care intră alunecarea construcțiilor pe talpă în cazul presiunilor normale relativ mici, alunecarea haldelor de steril pe rocile din fundament și stabilitatea taluzelor afectate de suprafețe de minimă rezistență. Fenomenele de refulare sub presiuni normale mari, precum și fenomenele spațiale de pierdere a stabilității sînt mai bine modelate cu ajutorul aparatului de compresiune triaxială.

Variația caracteristicilor de rezistență ale rocilor moi în funcție de consistența acestora, a constituit și constituie preocuparea multor cercetători. Pe baza unui număr mare de experimentări, N. Maslov (1961) a reușit să sintetizeze această influență în valorile orientative prezentate în tabelul 3.18 pentru coeziune și unghi de frecare internă.

Ca o confirmare a acestor limite, în tabelul 3.19 prezentăm o parte din rezultatele obținute de noi la testarea în laborator a formațiunilor de vîrstă daciană din nordul Olteniei.

Domeniile de variație a acelorași parametri în funcție de influența porozității, legăturilor dintre particulele componente, de gradul de umiditate și de consistență, sînt cuprinse în tabelul 3.20 elaborat de I. Manoliu (1977).

Tabelul 3.18.

Valorile orientative ale caracteristicilor de rezistență în funcție de consistență

Consistența rocii	Argile			Argile prăfoase și nisipoase			Prafuri și nisipuri argiloase		
	γ	φ	c	γ	φ	c	γ	φ	c
	gf/cm³	grade	kgf/cm²	gf/cm³	grade	kgf/cm²	gf/cm³	grade	kgf/cm²
Tare	2,15	22	1,00	2,15	25	0,60	2,05	28	0,20
Plastic vîrtos	2,10	20	0,60	2,10	23	0,40	2,00	26	0,15
Plastic consistent	2,05	18	0,40	2,00	21	0,25	1,85	24	0,10
Plastic moale	1,95	14	0,20	1,90	17	0,15	1,90	20	0,05
Plastic curgător	1,90	8	0,10	1,85	13	0,10	1,85	18	0,02
Curgător	1,80	6	0,05	1,80	10	0,05	1,80	14	0,00

Tab elul 3.19

Valorile caracteristicilor de rezistență ale formațiunilor de vîrstă daciană din nordul Olteniei

Denumire a rocii	$I_c > 0$		$I > 0{,}25$		$I > 0{,}50$		$I > 0{,}75$		$I > 1{,}00$	
	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c
	grade	kgf/cm²	grade	kgf/cm	grade	kgf/cm²	grade	kgf/cm²	grade	kgf/cm²
Argilă grasă	0	0,02	5	0,09	12	0,2	19	0,4	25	0,85
Argilă	2	0,04	6	0,11	14	0,2	20	0,3	28	0,60
Argilă prăfoasă	8	0,06	10	0,13	16	0,2	23	0,29	29	0,40
Argilă nisipoasă	12	0,06	14	0,12	18	0,14	24	0,21	29	0,33
Praf argilos	14	0,14	16	0,10	20	0,14	27	0,20	32	0,30
Praf argilos nisipos	16	0,09	18	0,08	22	0,13	28	0,19	33	0,27
Nisip argilos	18	0,02	20	0,05	24	0,11	29	0,18	34	0,25

În ceea ce privește valorile maxime ale unghiului de frecare internă, V. Rjevschi și G. Novik (1973), G. L. Fisenko et. al. (1965—1972) recomandă limitele din tabelul 3.21.

Tabelul 3.21.

Valorile limită ale unghiului de frecare internă

	Roca uscată	Roca umedă
Argilă, marnă	45°	35°
Sol	35°	30°
Nisip cu granulație mare	20°	30°
Nisip cu granulație medie	28°	35°
Nisip cu granulație fină	25°	30°
Nisip argilos	35°	35°
Pietriș în amestec cu argilă	40°	35°

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IAȘI CENTRUL UNIVERSITAR

Tabelul 3.20

Valorile caracteristicilor de rezistență ale rocilor moi, în funcție de consistență și porozitate

	Denumirea rocii	I_c	Indicele porilor													
			0,45		0,55		0,65		0,75		0,85		0,95		1,05	
			φ grade	c kgf/cm²	φ grade	c kgf/cm²	φ grade	c kgf/cm²	φ grade	c kgf/cm²	φ grade	c kgf/cm²	φ grade	c kgf/cm²	φ grade	c kgf/cm²
Necoezive	Nisipuri cu pietrișuri și nisipuri mari	—	36	—	33	—	31	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Nisipuri fine	—	31	—	30	—	27	—	23	—	—	—	—	—	—	—
	Nisipuri mijlocii	—	33	—	31	—	29	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Nisipuri prăfoase	—	30	—	28	—	25	—	22	—	—	—	—	—	—	—
Coezive cu $S \geqslant 0,8$	Prafuri și prafuri argiloase	0,75—1,00	25	6,0	24	4,5	23	3,5	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,25—0,75	23	5,0	22	3,5	20	2,5	18	1,2	—	—	—	—	—	—
	Argile prăfoase	0,75—1,00	22	18,5	21	15,0	20	12,0	19	10,0	10	8,5	17	7,5	—	—
		0,50—0,75	20	15,5	19	13,5	18	11,0	17	9,5	17	7,5	14	6,0		
		0,25—0,50	—	—	—	—	16	10,0	15	8,0	13	6,5	12	5,5	10	5,0
	Argile	0,75—1,00	—	—	18	32,5	17	27,0	16	21,5	15	18,5	13	16,0	12	14,5
		0,50—0,75	—	—	—	—	15	23,0	14	20,0	13	17,0	12	14,5	9	12,5
		0,25—0,50	—	—	—	—	13	18,0	12	16,0	10	14,5	8	13,5	6	11,6

3.5.5. Compresibilitatea rocilor moi

Preluînd greutatea construcțiilor, amenajărilor inginerești și a utilajelor staționare sau în mișcare, comportamentul rocilor moi se manifestă înainte de cedare prin:

— deformații, materializate în cazul fundamentelor prin tasări, iar în cazul elementelor de rezistență prin modificări de geometrie;

— capacitate portantă mai mare decît presiunea pe fundament, ceea ce reprezintă înainte de toate siguranță și stabilitate în funcționare.

Prognozele asupra acestui comportament al rocilor pot fi realizate numai după cunoașterea proprietăților lor mecanice. Și în acest scop, pentru determinarea deformațiilor este esențială compresibilitatea, în timp ce pentru portanță interesează caracteristicile de rezistență.

Modificarea volumului rocilor moi ca urmare a îndesării fazelor componente și rearanjării particulelor solide, poartă numele de compresibilitate.

Așa după cum s-a mai arătat în paragraful în care au fost prezentați parametrii fizici de stare, unitatea de volum a unei roci este egală cu suma volumelor fazelor constituente și anume:

$$\Sigma\alpha_i = \alpha_1 + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K} + \sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l} \tag{3.2}$$

unde α_1 este conținutul în volum a componentului gazos; α_{2K} — conținutul în volum a componenților lichizi; α_{3l} — conținutul în volum a componenților solizi; m — numărul componenților lichizi; r — numărul componenților solizi.

Transmiterea solicitărilor în masa rocilor se face în principal prin contactele dintre particulele solide componente, iar în secundar și prin faza lichidă sau golurile intergranulare.

La aplicarea eforturilor, în masa rocilor se produce în primul rînd o rearanjare a particulelor solide, însoțită sau urmată de o comprimare sau, atunci cînd acestea au o rezistență redusă, de o strivire în punctele lor de contact. Dacă comprimarea particulelor este o deformație reversibilă, strivirea și rearanjarea sînt deformații remanente, ultimei revenindu-i și ponderea cea mai mare din volumul de deformații al rocilor moi.

Deformația volumică a rocilor moi este egală cu raportul dintre pierderea în volum prin deformare și valoarea inițială a indicelui porilor, adică

$$\varepsilon = \frac{e_f - e_0}{e_0} \tag{3.14}$$

unde e_f este indicele porilor final; e_0 — indicele porilor inițial.

Conform ecuației 3.12, indicele porilor este egal cu:

$$e = \left[\alpha_1 + \sum_{K=1}^{m} \alpha_{2K}\right]\left[\sum_{l=1}^{r} \alpha_{3l}\right]^{-1}$$

Faza lichidă este incompresibilă și nu participă direct la procesul de deformație a rocilor supuse solicitărilor, dar controlează viteza cu care acestea se deformează, așa cum ar fi de exemplu în cazul rocilor moi saturate, cînd îndesirea particulelor solide este posibilă numai după ce apa din spațiile intergranulare este eliminată.

Tasarea specifică se definește ca fiind raportul dintre deformația finală Δh produsă în urma unei solicitări p și înălțimea h a epruvetei:

$$\varepsilon_p = \frac{\Delta h}{h} \cdot 100 \ \% \tag{3.115}$$

Modulul de compresibilitate sau modulul de deformație liniară este determinat tot de un raport și anume de raportul dintre creșterea de presiune Δp corespunzătoare unui interval și deformația de tasare $\Delta\varepsilon$, măsurată la limitele de presiune ale intervalului:

$$M = \frac{p_2 - p_1}{\varepsilon_1 - \varepsilon_2} = \frac{\Delta p}{\Delta \varepsilon} [\text{kgf/cm}^2] \tag{3.116}$$

Raportul diferențelor de valori dintre indicii porilor corespunzători unei creșteri a presiunii de comprimare se numește *coeficient de compresibilitate.*

$$a = \frac{e_2 - e_1}{p_2 - p_1} = \frac{\Delta e}{\Delta p} [\text{kgf/cm}^2] \tag{3.117}$$

Determinarea valorilor acestor parametri se poate face în laborator sau în teren, prin solicitări de compresiune cu deformații laterale împiedicate sau parțial libere.

Utilizarea edometrului în laborator face posibilă obținerea tuturor acestor parametri, valorile de calcul extrăgîndu-se din diagramele compresiune-tasare (fig. 3.82) și compresiune-porozitate (fig. 3.83).

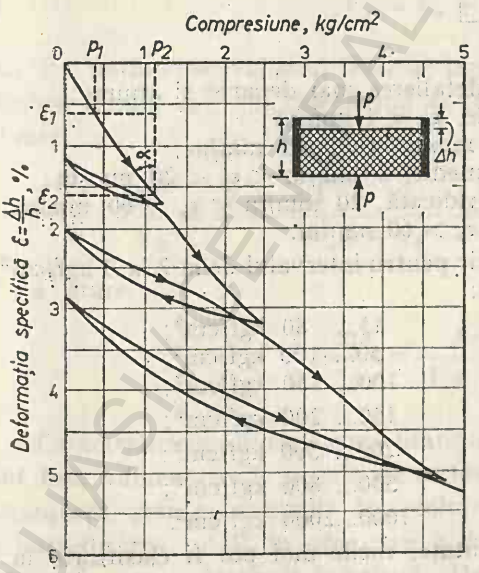


Fig. 3.82. Comportarea la solicitări a rocilor moi, exprimată prin curba de compresiune-tasare (V. Gradin, 1963).

Din observații și experimentări s-a ajuns la concluzia că rocile moi argiloase caracterizate printr-o structură floculară cu învelișuri de apă adsorbită se comportă ca materialele cu structură deformabilă în care proporția

deformațiilor elastice-reversibile este mai mare, în timp ce nisipurile se comportă mai rigid, deformațiile fiind aproape în totalitate remanente.

În funcție de mărimea tasării specifice corespunzătoare unei solicitări de 2 kgf/cm², rocile moi se clasifică în:

— roci moi puțin compresibile, cînd $\varepsilon < 2\%$;
— roci moi compresibile, cînd $\varepsilon_p = 2...6\%$;
— roci moi foarte compresibile, cînd $\varepsilon > 6\%$.

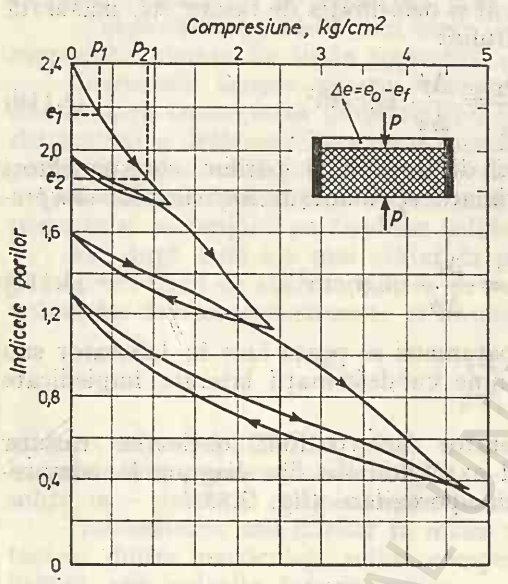


Fig. 3.83. Variația porozității rocilor moi în funcție de mărimea efortului de comprimare (V. Gradin, 1963).

N. N. Maslov (1961) merge cu detalierea mai departe și anume:

— roci moi practic incompresibile, $\varepsilon_p < 1$ mm/m;
— roci moi slab compresibile, 1 mm/m $< \varepsilon_p < 5$ mm/m;
— roci moi cu compresibilitate medie, 5 mm/m $< \varepsilon_p < 20$ mm/m;
— roci moi cu compresibilitate ridicată, 20 mm/m $< \varepsilon_p < 60$ mm/m;
— roci moi foarte compresibile, $\varepsilon_p > 60$ mm/m.

Modulul de deformație caracteristic pentru intervalul de la 2 la 3 kgf/cm² are aproximativ următoarele valori:

— argilă plastic moale	15... 80 kgf/cm²;
— argilă plastic consistentă	50... 100 kgf/cm²;
— argilă plastic vîrtoasă	100... 150 kgf/cm²;
— nisipuri afînate	150... 200 kgf/cm²;
— nisipuri cu îndesare medie	200... 500 kgf/cm²;
— nisipuri îndesate compacte	500... 800 kgf/cm²;
— pietrișuri îndesate	1000...2000 kgf/cm².

După coeficientul de compresibilitate, rocile moi pot fi clasificate în:

— foarte compresibile: $a > 0{,}05$ cm²/kgf
— cu compresibilitate medie: 0,05 cm/kgf $> a >$ 0,01 cm²/kgf
— puțin compresibile: 0,01 cm²/kgf $> a$.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Din curbele de compresiune-tasare ale rocilor moi se pot stabili și mărimile deformațiilor reversibile și remanente, dacă în timpul determinării în edometru proba supusă la un efort de comprimare este și descărcată de aceasta după stabilizare.

Trasarea curbei de compresiune-porozitate din datele obținute prin curba de compresiune-tasare și invers se poate face stabilind legătura care există între variația de volum a probei de rocă și indicele porilor.

Pentru că în edometru, deformația laterală este împiedicată, între deformația volumică și deformația axială există următoarea legătură:

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{\Delta h \cdot A}{h \cdot A} = \frac{\Delta h}{h}$$

în care: ΔV — diminuarea volumului prin comprimare; V_0 — volumul inițial al probei; Δh — tasarea; h — înălțimea probei; A — suprafața probei

Cum deformația volumică

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{V_0 - V_f}{V_0} \tag{3.118}$$

iar,

$$V_0 = V_s + e_0 V_s$$

și

$$V_f = V_s + e_f V_s$$

cu: V_f notîndu-se volumul final al probei; V_s — volumul ocupat de particolele solide; e_0 — indicele inițial al porilor; e_f — indicele final al porilor atunci:

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{V_s + e_0 V_s - V_s - e_f V_s}{V_s(1 + e_0} = \frac{e_0 - e_f}{1 + e_0} = \frac{\Delta e}{1 + e_0} \tag{3.119}$$

și ca atare,

$$\frac{\Delta h}{h} = \frac{\Delta e}{1 + e_0} = \varepsilon \tag{3.119'}$$

Caracteristicile de compresibilitate ale rocilor moi obținute în laborator sînt însă influențate de o serie de factori, dintre care mai importanți ar fi deranjarea, prin operațiunile de recoltare, a structurii existente în masiv, și împiedicarea totală în edometru a deformației laterale (ceea ce nu este întocmai cum se întîmplă în natură). Datorită acestor deficiențe, în prezent se apelează din ce în ce mai mult la determinarea acestor caracteristici prin testări executate direct în masivul de roci.

3.6. Proprietăți specifice rocilor tari

3.6.1. Structura rocilor tari și influența acesteia asupra comportării la solicitări

În natură rocile se prezintă sub forma de mase sau corpuri cristaline și de mase sau corpuri amorfe. Cea mai mare parte a mineralelor ce intră în componența rocilor, au o structură cristalină, cu forme geometrice regulate, în care particulele sînt aranjate simetric, după toate cele trei direcții ale spațiului. Starea amorfă este caracterizată prin lipsa de geometrie și prin proprietăți deosebite de ale corpurilor cristaline.

Alcătuite dintr-un număr mare de cristale cu o orientare diferită în spațiu, corpurile cristaline formează așa numitele agregate minerale. În funcție de natura și conținutul lor în cristale, agregatele pot fi monominerale sau poliminerale.

Agregatele monominerale sînt compuse din granule cristaline ale aceluiași mineral, așa cum este cazul cu marmora, calcarul, magnetitul etc, sau din granule avînd compoziții chimice și proprietăți fizico-mecanice diferite (granit, sienit, pirită, blendă, galenă etc.).

Studiat aparte, cristalul este la rîndul său alcătuit din particule materiale elementare (ioni, atomi sau molecule) așezate în spațiu într-o dispoziție geometrică regulată ce formează rețeaua cristalină a rocilor. Legătura dintre aceste particole este de natură electrostatică și chimică.

Echilibrul întregului sistem se datorește faptului că între particulele materiale elementare există atît forțe de atracție cît și de respingere. Absența forțelor de respingere ar echivala cu înlăturarea completă a spațiilor dintre particulele materiale elementare, lucru care de fapt nu se întîmplă în natură. După datele citate de L. A. Sreiner (1950) pentru ruperea legăturii dintre atomii unei molecule din alcătuirea unui solid, ar fi necesară o presiune de 1 000 000 kgf/cm^2.

În interiorul lor, cristalele prezintă anumite suprafețe și direcții de minimă rezistență — suprafețe de clivaj, suprafețe de spărtură și suprafețe de alunecare — ce au un rol important în deformațiile remanente și fenomenele de rupere.

Ca urmare a dispoziției în spațiu a elementelor structurale, cristalele sînt corpuri anizotrope. Din acest motiv, proprietățile fizico-mecanice ale cristalelor variază cu direcția pe care acestea sînt determinate.

Rocile monominerale ca rezultat al modului lor de formare prin asociere (concreștere) sînt de fapt agregate de cristale de diferite forme, dimensiuni și orientări, fără o formă granulară exterioară regulată.

În masa agregatelor, cristalele sînt legate între ele atît prin forțe de atracție electrostatice care determină coeziunea de aderență, și care nu se deosebesc după natura lor, de forțele de atracție din interiorul cristalelor, cît și prin intermediul așa-numitei mase de cimentare.

Distanța medie dintre punctele de contact ale cristalelor din masa unei roci, poate fi egală sau mai mare decît distanța dintre particulele materiale

din interiorul cristalelor, putînd ajunge pînă la valoarea de la care forțele de acțiune sînt neînsemnate sau nule.

În rocile poliminerale, fiecare mineral component aparține unui sistem anumit de cristalizare și ca atare fiecare are alte proprietăți fizico-mecanice. Din acest motiv aceste roci se comportă la solicitări ca mase sau corpuri neomogene și anizotrope. Interacțiunea dintre cristalele care alcătuiesc agregatele este determinată în primul rînd de coeziunea de aderență dintre acestea. Sub acțiunea solicitărilor exterioare, cristalele care intră în componența agregatelor de roci lucrează simultan numai atîta timp cît coeziunea lor de aderență nu este deranjată.

Structurile amorfe sînt caracterizate printr-o așezare neregulată a atomilor și prin distanțe mai mari între aceștia, din care cauză mărimea forțelor de interacțiune are valori mai reduse.

Distribuția în spațiu a particulelor componente este neregulată și prin urmare subordonată unor legi statistice. Proprietățile fizico-mecanice ale acestor corpuri nu depind de direcția în care au fost determinate, întrucît se compensează statistic în orice direcție, ceea ce le conferă calitatea de a fi numai omogene și izotrope.

Un rol important în componența rocilor tari îl joacă masa de cimentare. Principalele tipuri de cimenturi se deosebesc după natura lor, raportul în care se află cu granulele minerale din componența rocilor, și modul lor de repartiție. După raportul ciment-granule, se disting cimenturi monocristaline, și cimenturi policristaline. Cimentul monocristalin alcătuit de regulă din calcit sau gips, formează cristale atît de mari în comparație cu particulele de rocă, încît acestea par a fi înecate în ciment. Cimentul policristalin este alcătuit dintr-un număr mare de particule, strîns legate între ele și umple spațiile dintre granulele de rocă.

În legătură cu repartiția cimentului în masa rocilor se pot distinge următoarele tipuri de cimenturi:

a) de bază, adică ciment care separă granulele de rocă între ele sau ocupă o proporție mai mare decît acestea;

b) de contact, adică ciment care reprezintă o proporție foarte redusă din masa rocilor, fiind prezent numai în punctele de contact ale granulelor;

c) de umplutură, adică ciment care umple golurile intergranulare.

După natura lor, cimenturile pot fi: 1) argiloase, caracterizate printr-o rezistență foarte mică; 2) marnoase, cu o rezistență relativ mică; 3) calcaroase, cu o rezistență medie; 4) feruginoase, cu rezistență mare; 5) silicioase, cu rezistență foarte mare; 6) de regenerare, recristalizare sau concreștere, adică avînd aceeași natură cu granulele pe care le leagă între ele și deci și o rezistență apropiată de a acestora.

Cercetările teoretice au dus la constatarea că valorile acesteia sînt cu mult mai mari decît valorile obținute prin măsuători directe. De exemplu, cristalele de fier ar trebui să aibă după calculele teoretice o rezistență la întindere de 1350 kgf/mm^2, dar în realitate aceasta este de 4500 de ori mai mică; cuarțul ar trebui să aibă 1000 kgf/mm^2 atunci cînd se găsește în fire cu diametrul de un micron, or cristalele de cuarț cu dimensiuni de ordinul milimetrilor au o rezistență abia de 10—12 kgf/mm^2; zincul și sarea

gemă ar trebui să aibă o rezistență la întindere de 360 și respectiv 200 kgf/mm², dar în realitate au valori de numai 18 și respectiv 50 kgf/cm². Cauza acestor neconcordanțe o constituie prezența în masa cristalelor a unui număr mare de defecte ce micșorează legăturile dintre particulele din rețeaua de cristalizare, defecte care pot fi punctiforme, liniare sau de suprafață. Defectele punctiforme sînt datorate lipsei unor atomi din nodurile rețelei cristaline sau prezenței suplimentare a unor atomi străini de rețea. Defectele lineare sînt, de fapt, linii de dislocație rezultate din deplasarea unei părți din cristal față de cealaltă. Defectele de suprafață sînt imperfecțiunile dintre suprafețele de contact ale cristalelor.

Din punct de vedere al rezistenței rocilor, importanța cea mai mare o prezintă defectele liniare și cele de suprafață. Numărul lor în cristale este foarte mare, variind de la 10^2 pînă la 10^{12} defecte pe cm². În mod firesc, creșterea numărului acestora slăbește rezistența rocilor, dar un exces de defecte poate determina și o întrepătrundere a cristalelor și deci o înlăturare a suprafețelor de alunecare.

În afară de aceste defecte cu dimensiuni micronice, masa rocilor este afectată și de defecte macroscopice: porii dintre granule, fisurile fine, stratificația, șistozitatea rocilor metamorfice, benzile (zonele) din rocă cu rezistență minimă, neomogenitățile structurale.

Partea din rezistența rocilor datorată coeziunii dintre cristale, în cazul celor mai multe roci, este mai mică decît rezistența cristalelor, linia de rupere trecînd printre acestea. Dintre mineralele care intră în componența rocilor, cuarțul are cea mai mare rezistență la compresiune, depășind 5000 kgf/cm². Urmează grupa feldspaților, grupa piroxenilor, olivina și alte minerale feroase cu 2000—5000 kgf/cm². Calcitul are numai 200 kgf/cm².

Prin urmare, rocile cele mai rezistente sînt cele care au un conținut mai mare de cuarț, în timp ce prezența calcitului, micei și a altor minerale cu rezistență scăzută le reduce considerabil din rezistență. Rezistența rocilor cimentate este determinată, în primul rînd, de rezistența cimentului de legătură și nu de cea a granulelor minerale. Întrucît forța de adeziune dintre cristale este proporțională cu mărimea suprafețelor de contact dintre acestea sau dintre cristale și cimentul de legătură, rezistența rocilor este dependentă și de dimensiunile cristalelor. Cu cît sînt mai mici dimensiunile granulelor cu atît este mai redusă intensitatea defectelor din masa rocilor.

Între efortul unitar limită și dimensiunile cristalelor s-a stabilit că există următoarea dependență

$$\sigma = K d^{-b} \tag{3.120}$$

unde K este un coeficient empiric; d — dimensiunea medie în microni a cristalelor; b — coeficient determinat pentru fiecare tip de rocă în parte și a cărui mărime variază de la 0,2 la 0,9.

Pe cale experimentală s-a stabilit că structura granoblastică precum și structura porfirică alcătuită dintr-o masă de bază fin cristalizată continuă și cu un număr redus de incluziuni sînt caracteristice rocilor rezistente, în opoziție cu rocile cu o structură sticloasă a căror rezistență are limite mai reduse.

Porozitatea rocilor influențează, de asemenea, comportarea rocilor la solicitări. Între rezistența rocilor la compresiune monoaxială și porozitate există următoarea relație:

$$R_c = R_{c0}\,(1 - A'n)^2 \tag{3.121}$$

în care: R_{c0} este rezistența la compresiune a rocii cu porozitate nulă; $A' = 1{,}5...4$, parametrul formei spațiului poros; n = porozitatea rocii.

În legătură cu rezistența la solicitări a rocilor stratificate, practica a demonstrat că există o întreagă interdependență între mărimea efortului limită și unghiul pe care-l face direcția de aplicare a acestuia cu stratificația. Alternanța de benzi sau plăci stratificate din componența rocilor sedimentare mărește și mai mult anizotropia acestora. Din acest motiv, raportul dintre rezistențele determinate prin solicitări paralele și perperndiculare pe stratificație se numește *coeficient de anizotropie.* La solicitări de compresiune, mărimea acestui coeficient este subunitară sau cel mult egală cu unu, în timp ce la solicitări de întindere, poate fi egală sau mai mare ca unitatea:

$$\frac{R_c \parallel}{R_c \perp} \leqslant 1 \geqslant \frac{R_t \parallel}{R_t \perp} \tag{3.122}$$

În masa rocilor, rezistența benzilor sau plăcilor nu este întotdeauna egală, și contactele dintre acestea reprezintă în general suprafețe de minimă rezistență. Din acest motiv la solicitări de compresiune paralele cu stratificația și la solicitări de întindere perpendiculare pe aceasta, benzile de rocă au o rezistență mai redusă, iar suprafețele lor de contact coboară valorile limită de rezistență cu mult sub cele determinate după o orientare modificată cu 90°. Același lucru este valabil și în cazul rocilor șistoase sau cu fisuri și incluziuni în masă.

Determinările efectuate de laboratorul d'OREX din Bruxelles pe cuburi cu latura de 5 cm confecționate din șisturi grezoase au evidențiat dependența dintre rezistența la rupere prin compresiune și unghiul dintre direcția de solicitare și suprafața de minimă rezistență (fig. 3.84). Valorile maxime s-au obținut atunci cînd unghiul s-a apropiat de 0° (solicitare paralelă) și de 90° (solicitare perpendiculară). Între cele două valori de rezistență nu există și nu poate exista egalitate din considerentele expuse mai sus. Valoarea minimă corespunde unei orientări a solicitării la 45° față de suprafața de minimă rezistență.

Rezultate interesante s-au obținut și la determinarea rezistenței la întindere prin metoda braziliană. Notînd cu α unghiul dintre direcția de orientare a solicitării și direcția fisurii determinată în secțiunea transversală a epruvetei și cu ω unghiul format de planul fisurii cu axa longitudinală a epruvetei, s-au obținut rezultatele prezentate în tabelul 3.22.

Rezistența la întindere este maximă atunci cînd unui unghi $\alpha = 90°$, îi corespunde $\omega = 0°$ și $\omega = 90°$ și este minimă atunci cînd $\omega = 45°$.

Aceleași afirmații cu privire la dependența dintre valoarea rezistenței la rupere și orientarea dintre solicitare și suprafața de minimă rezistență pot fi făcute și atunci cînd este vorba de o rocă șistoasă. În fig. 3.85 pre-

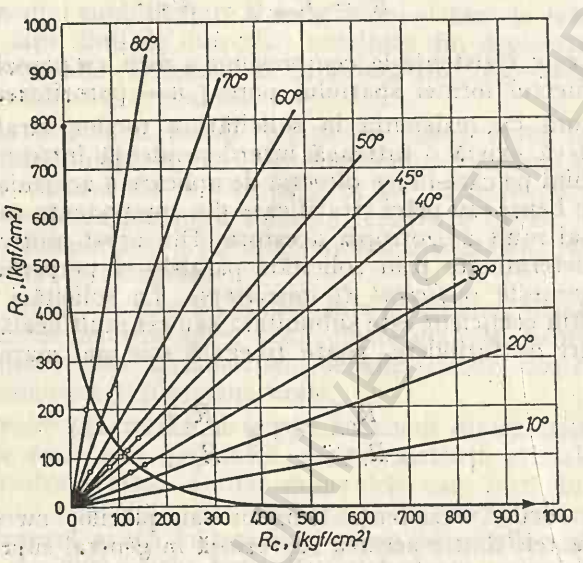


Fig. 3.84. Variația rezistenței la compresiune monoaxială a unor epruvete din șisturi grezoase, în funcție de mărimea unghiurilor formate între direcția de solicitare și suprafața de minimă rezistență (după A. Moujoie, 1972).

Tabelul 3.22.

Valorile rezistenței la întindere determinate prin metoda braziliană, în funcție de poziția fisurilor în corpul epruvetei.

α \ ω	0°	20°—30°	40°—50°	90°
0°	17—22 kgf/cm²	27 kgf/cm²	27—49 kgf/cm²	76 kgf/cm²
45°			48—53 kgf/cm²	
90°	70 kgf/cm²	50—56 kgf/cm²	27—33 kgf/cm²	76 kgf/cm²

zentăm rezultatele obținute de Ph. Masure (1972) la determinarea rezistenței la compresiune prin solicitarea a trei loturi de epruvete avînd diametrul de 38 mm, confecționate din șist de Cheylas.

Notînd cu α unghiul pe care-l face șistozitatea cu orizontala și cu β unghiul dintre stratificație și orizontală, Masure și-a concentrat concluziile sale în tabelul din fig. 3.86. Ruperea s-a produs în trei cazuri pe strati-

ROMANIAN CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

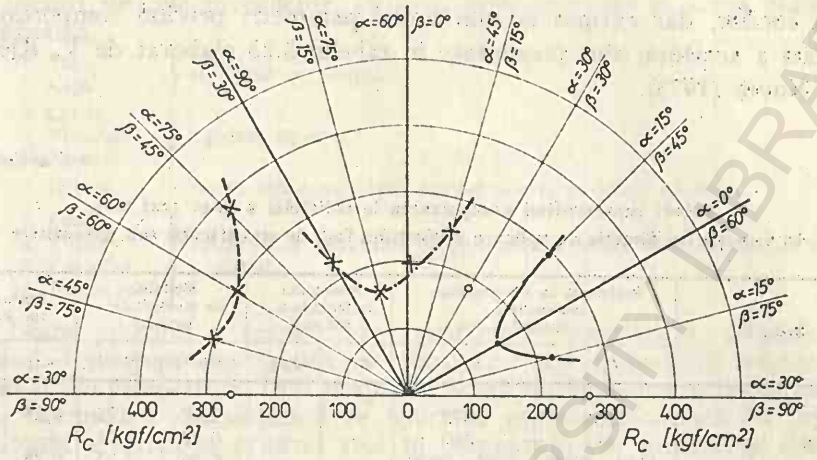


Fig. 3.85. Dependența dintre rezistența la compresiune monoaxială a șistului de Cheylas șiinclinarea suprafețelor de șistozitate (α) și de stratificație (β) (după Ph. Masure, 1972).

Orientarea epruvetelor / Linia de ruptură						
Nr. probei	1	2	3	4	5	6
Șistozitate	α = 0°	α = 15°	α = 15°	α = 30°	α = 30°	α = 45°
Stratificație	β = 60°	β = 45°	β = 75°	β = 30°	β = 90°	β = 15°
Rezistența medie kgf/cm²	150	290	215	180	270	250
Coeficient de variație	0,19	0,20	0,18	0,24	0,13	0,13
Orientarea epruvetelor / Linia de ruptură						
Nr. probei	7	8	9	10	11	12
Șistozitate	α = 45°	α = 60°	α = 60°	α = 75°	α = 75°	α = 90°
Stratificație	β = 75°	β = 0°	β = 60°	β = 15°	β = 45°	β = 30°
Rezistența medie kgf/cm²	305	190	295	145	380	220
Coeficient de variație	0,16	0,21	0,20	0,18	0,16	0,15

Fig. 3.86. Modul de rupere la solicitări de compresiune monoaxială a șistului de Cheylas, în raport cu orientarea planelor de șistozitate și de stratificație (după Ph. Masure, 1972).

ficație, în șase pe șistozitate și în trei după alte suprafețe decît cele inițiale. Rezistența minimă s-a obținut pentru $\alpha = 75°$ și $\omega = 15°$, iar maxima pentru $\alpha = 75°$ și $\omega = 45°$. Rezultatele altor cercetări referitoare la anizo-

tropia rocilor, dar extinse la mai mulți parametri privind comportarea la solicitări a acestora, sînt prezentate în tabelul 3.23 elaborat de V. Rjevschi și G. Novik (1973).

Tabelul 3.23.

Valori reprezentînd comportarea la solicitări a unor roci tari, în funcție de direcția de aplicare a efortului față de stratificație sau șistuozitate

Roca	Rezistența la compresiune monoaxială, kgf/cm²		Rezistența la întindere, gkf/cm²		Modulul de elasticitate, kgf/cm²		Coeficientul lui Poisson	
	$R_c \parallel$	$R_c \perp$	$R_t \parallel$	$R_t \perp$	$E \cdot 10^{-5} \parallel$	$E \cdot 10^{-5} \perp$	$\mu \parallel$	$\mu \perp$
Aleurit	506	675	—	—	2,67	1,72	0,25	0,29
Antracit	105	160	—	—	0,42	0,54	—	0,13
Calcar	1140—1700	1040—2020	—	—	6,36	7,25	0,28	0,30
Cărbune brun	101	235	28,5	20,5	—	—	—	—
Gresie fină	1380—2400	1330—2260	83,0	72,5	3,83	2,64	0,20	0,19
Gresie grosieră	1185	1423	44,3	52,5	1,93	1,73	0,45	0,36
Sist argilos	140—570	215—770	—	—	—	—	0,22	—
Sist argilos-grezos	126	250	30,0	15,0	—	—	—	—
Sist grezos	350—830	550—1150	—	—	3,03	2,42	0,15—0,40	0,28—0,34

3.6.2. Duritatea rocilor tari

Duritatea este o proprietate fizică a rocilor care depinde de coeziunea de aderență a mineralelor componente și reprezintă reacția rocii la încercarea de pătrundere în masa sa a unui corp tare. Din punct de vedere practic, prezintă importanță la stabilirea rezistenței mineralelor și rocilor în general la zgîriere, roadere-șlefuire, precum și la comprimare-penetrare. Aderența particulelor componente de pe traiectoria urmată de obiectul care produce zgîrierea, este anihilată de zdrobirea și despicarea produsă de înfigerea acestuia pe fața liberă a rocii. Același lucru se întîmplă și atunci cînd roca este supusă operației de penetrare, în timp ce prin roadere are loc o forfecare.

Duritatea, deși este o caracteristică constantă a aceluiași mineral sau aceleiași roci, este totuși un parmetru vectorial ale cărui valori se modifică chiar în cadrul aceleiași suprafețe pe care se determină, în funcție de direcția, sensul de zgîriere și orientarea planelor de clivaj.

Pentru determinarea durității, Mohs a elaborat și introdus în practică o scară constituită din 10 trepte de duritate în care principala caracteristică este aceea că fiecare mineral stabilit ca etalon de treaptă, sgîrie cu vîrful

său ascuțit pe cele precedente. Ordinea acestor trepte în scara Mohs, este următoarea:

1. Talc 2. Gips	se zgîrie cu unghia
3. Calcit 4. Fluorină 5. Apatită	zgîriate de oțel
6. Ortoză	nu se zgîrie cu vîrful de oțel și nici nu zgîrie sticla
7. Cuarț 8. Topaz 9. Corindon 10. Diamant	zgîrie sticla, nezgîriate de oțel, produc scîntei atunci cînd sînt lovite cu ciocanul

Scara prezintă o regularitate aproximativ logaritmică, treptele scării urmînd o progresie aritmetică, în timp ce valorile durității relative cresc în progresie geometrică. Deși simplistă, scara lui Mohs are o largă utilizare, prin intermediul său obținînd cu ușurință primele informații cu privire la rezistența relativă a oricărei roci în comparație cu mineralele etalon ale treptelor scării.

O altă metodă de stabilire a durității rocilor, este metoda bazată pe principiul roaderii sau șlefuirii. Metoda se bazează pe faptul că mineralele cu o duritate mai mare, deci și cu rezistență mai ridicată, se șlefuiesc mai greu și mai încet, pe cînd cele cu o duritate mai redusă se șlefuiesc mai ușor. Metoda constă din determinarea prin cîntărire, a pierderii în greutate prin șlefuire. Inversul volumului pierdut, reprezintă duritatea relativă. Ca abrazivi se utilizează grăunți cu diametrul de 0,2 mm, din diamant, din carborundum (o carbură de siliciu aproape tot atît de dură ca diamantul) și din emeri, o varietate impură feruginoasă de corindon. Șlefuirea durează pînă cînd grăunții de 0,2 mm se transformă într-o pulbere fină cu care nu se mai poate șlefui.

Luînd drept etalon corindonul, căreia i-a stabilit o duritate egală cu 1000, Rosiwal a determinat următoarele durități relative pentru mineralele etalon din scara lui Mohs:

1. Talc $= \frac{1}{33} = 0{,}03$
2. Gips $= \frac{5}{4} = 1{,}25$
3. Calcit $= \frac{9}{2} = 4{,}5$
4. Fluorină $= 5$
5. Apatit $= 6{,}5$
6. Ortoză $= 37$
7. Cuarț $= 120$
8. Topaz $= 175$
9. Corindon $= 1000$
10. Diamant $= 100000$

Menționăm că duritatea relativă a rocilor determinată prin șlefuire deși este o caracteristică a rocilor, nu este totuși reprezentată de o valoare constantă, ci variază în funcție de viteza de frecare, de presiunea de apăsare, de timp etc.

Duritatea prin penetrare, poate fi determinată prin mai multe metode, din care mai practică pare să fie metoda cu bilă, elaborată de Herz-Auerbach și metoda cu poanson cilindric. Metoda de penetrare cu bilă constă din apăsarea în masa rocii, pînă la fisurare, a unei bile din oțel foarte dur.

Duritatea, care de fapt este efortul unitar de fisurare exercitat pe suprafața de contact dintre bilă și rocă, se calculează cu relația:

$$p = \frac{3F}{2\pi a^2} \tag{3.123}$$

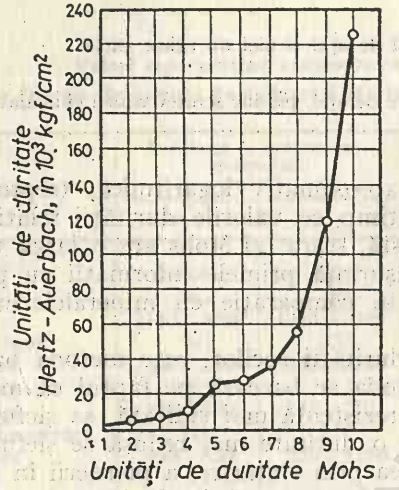


Fig. 3.87. Comparație între gradele de duritate Herz-Auerbach cu gradele de duritate din scara Mohs.

în care: F este efortul de comprimare; a — raza calotei sferice imprimate de bilă în rocă.

Analizînd rezultatele obținute prin metoda Herz-Auerbach pentru mineralele etalon din scara Mohs (fig. 3.87) se constată că diferența de duritate în grade Herz-Auerbach dintre treptele 9 și 10 după scara Mohs este tot atît de mare cît este și între treptele 2 și 9 după aceeași scară, ceea ce înseamnă că precizia scării Mohs scade progresiv între treptele 7 și 10.

Metoda cu poanson cilindric este destinată determinării durității rocilor fragile și constă din infigerea pe suprafață rocii fin șlefuite, a unui poanson cilindric cu diametrul de 2 mm și unghiul la vîrf de 60°. Înfigerea poansonului în rocă se face pînă ce se observă că roca începe să se sfărîme în jurul său. Forța de apăsare a poansonului în rocă poate ajunge pînă la 1000 kgf. În timpul determinării, pe lîngă efort, se măsoară cu o precizie de 0,01—0,001 mm și adîncimea cu care poansonul pătrunde în rocă. Atunci cînd adîncimea de pătrundere este mai mică decît unitatea ($h \leqslant 1$) rocile sînt fragile, în timp ce în cazul rocilor plastice $h > 1$. Duritatea determinată cu această metodă se exprimă în kgf/mm; cîteva din valorile citate de prof. Stamatiu (1962) sînt cuprinse în tabelul 3.24.

Duritatea rocilor poate fi aproximată cu suficientă precizie și prin media ponderată a durității mineralelor componente și anume:

$$\Delta = \frac{\sum_{i=1}^{n} \Delta_i \cdot A_i}{100} \tag{3.124}$$

unde Δ este duritatea rocii în grade Mohs; Δ_i — duritatea mineralelor componente în grade Mohs; A_i — conținutul procentual al fiecărui component mineral din masa rocii.

Tabelul 3.24.

Valorile durității prin penetrare cu poanson cilindric

Denumirea rocii sau mineralelor	Rezistența la pătrundere în kgf/mm
Sare gemă	14,5
Gips	20
Calcit	78—90
Ortoză	330
Cuarț	490

Tabelul 3.25.

Duritatea medie a unor roci în funcție de conținutul în SiO_2 și alte minerale

Denumirea rocii	Conținut SiO_2 %	Duritatea, grade Mohs
1	2	3
1. Andezit	62	6,17
2. Andezit augitic	60	6,25
3. Bazalt	50	6,09
4. Calcar	—	3,70
5. Cuarțit	98	6,95
6. Cuarțit feldspatic	—	6,10
7. Dacit	69	6,35
8. Diabaz	52	6,04
9. Diorit cuarțos	66	6,31
10. Diorit	62	6,26
11. Gabro	53	6,14
12. Gabro gneis	50	5,83
13. Gnais amfibolitic	—	5,60
14. Gnais biotitic	—	5,92
15. Gnais dioritic	58	6,11
16. Gnais granitic	73	6,50
17. Gnais sienitic	66	6.31
18. Granit	74	6,54
19. Granit biotitic	71	6,49
20. Gresie	—	6,13
21. Gresie calcaroasă	—	5,41
22. Marmură	—	3,20
23. Monzonit cuarțos	68	6,37
24. Peridotit	42	6,28
25. Piroxenit	51	5,67
26. Riolit	76	6,55
27. Sienit	66	6,30
28. Silex	98	6,95
29. Sist amfibolitic	—	5,60
30. Sist biotitic	—	5,50
31. Sist micaceu	—	5,20
32. Trahit	65	6,33

Valorile medii ale durității unor roci calculate cu relația 3.124 în funcție de conținutul de SiO_2 sînt date în tabelul 3.25.

Duritatea unor minerale mai frecvente din componenta rocilor este prezentată în tabelul 3.26.

BCU IASI AL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.26.

Duritatea și greutatea specifică absolută a unora din principalele minerale ce intră în componența rocilor și substanțelor minerale utile

Denumirea mineralelor	Duritatea, în grade Mohs	Greutatea specifică absolută, gf/cm³
1	2	3
1. Azurit	3,5—4,0	3,70—3,90
2. Soda	1,0—1,5	1,42—1,47
3. Baritina	3,0—3,5	4,30—4,70
4. Anhidrit	3,1—3,5	2,80—3,00
5. Gips	1,5	2,30
6. Polihalit	2,5—3,0	2,72—2,78
7. Calcantit	2,5	2,10—2,30
8. Alunit	3,5—4,0	2,60—2,80
9. Alaunul de potasiu	2,0	1,76
10. Alaunul de sodiu	3,0	1,73
11. Wolframit	4,5—5,5	6,70—7,50
12. Powellit	3,5	4,25—4,52
13. Apatit	5,0	3,18—3,21
14. Piromorfit	3,5—4,0	6,70—7,10
15. Vanadinit	3,0	6,66—7,10
16. Eritrină	1,5—2,5	2,95
17. Turcoaza	5,0—6,0	2,60—2,83
18. Borax	2,0—2,5	1,69—1,72
19. Hidroboracit	2,0	2,167
20. Rutil	6,0	4,20—4,30
21. Tantalit	6,0	5,15—8,20
22. Piroluzit	5,0—6,0	4,70—5,00
23. Uraninit	5,0—6,0	10,30—10,60
24. Cuarț	7,0	2,50—2,80
25. Opal	5,0—5,5	1,90—2,50
26. Hidroargilit	2,5—3,5	2,35
27. Diaspor	6,0—7,0	3,30—3,50
28. Limonit	4,0—1,0	3,30—4,00
29. Manganit	3,0—4,0	4,20—4,33
30. Psilomelan	4,0—6,0	4,40—4,70
31. Salpetru de sodiu	1,5—2,0	2,24—2,29
32. Salpetru de potasiu	2,0	1,99
33. Calcit	3,0	2,60—2,80
34. Aragonit	3,5—4,0	2,90—3,00
35. Magnezit	4,0—4,5	2,90—3,10
36. Dolomit	3,5—4,0	1,80—2,90
37. Ankerit	3,5	2,90—3,10
38. Siderit	3,5—4,5	3,90
39. Rodoctozit	3,5—4,5	3,60—3,70
40. Smithsonit	5,0	4,10—4,50
41. Ceruzit	3,0—3,5	6,40—6,60
42. Stronțianit	3,5—4,0	3,60—3,80
43. Malachit	3,5—4,0	3,90—4,10
44. Azurit	3,5—4,0	3,70—3,90
45. Cupru	2,5—3,0	8,50—8,90
46. Argint	2,5	10,10—11,10
47. Aur	2,5—3,0	15,60—18,30
48. Electrum	2,0—3,0	12,00—15,00
49. Fier	4,0—5,0	7,00—7,80

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.26. (continuare)

1	2	3
50. Platină	4,0—5,0	15,00—19,00
51. Arsen	3,5	5,63—5,78
52. Bismut	2,5	9,70—9,83
53. Sulf	1,0—2,0	2,05—2,08
54. Diamant	10,0	3,47—3,56
55. Grafit	1,0	2,09—2,23
56. Calcozină	2,0—3,0	5,50—5,80
57. Argentit	2,0—2,5	7,20—7,40
58. Galenă	2,0—3,0	7,40—7,60
59. Blendă	3,0—4,0	3,50—4,00
60. Wurtzit	3,5—4,0	4,00—4,30
61. Pirotină	4,0	4,58—4,70
62. Nichelină	5,0	7,60—7,80
63. Calcopirită	3,0—4,0	4,10—4,30
64. Staniu	3,0—4,0	4,10—4,50
65. Bornit	3,0	4,90—5,00
66. Covelina	1,5—2,0	4,59—4,67
67. Auripigment	1,0—2,0	3,40—3,50
68. Realgar	1,5—2,0	3,40—3,60
69. Antimonit	2,0—2,5	4,50—4,60
70. Bismutină	2,0—2,5	6,40—6,60
71. Tetradimit	1,5—2,0	7,24—7,54
72. Molibdenit	1,0	4,70—5,00
73. Pirita	6,0—6,5	4,90—5,20
74. Marcasita	5,0—6,0	4,60—4,90
75. Cobaltina	5,0—6,0	6,00—6,50
76. Mispichel	5,5—6,0	5,90—6,20
77. Tetraedrit	3,0—4	4,40—5,40
78. Enargit	3,5	4,40—4,50
79. Pirargirit	2,0—2,5	5,77—5,86
80. Stephanit	2,0—2,5	6,20—6,30
81. Fluorina	4,0	3,00—3,20
82. Criolit	2,0—3,0	2,95—3,01
83. Sarea gemă (halit)	2,0	2,10—2,20
84. Silvina	1,5—2,0	1,97—1,99
85. Carnalit	2,0—3,0	1,60
86. Kerargirit	1,5—2,0	5,55
87. Ghiața	1,5	0,917
88. Cuprit	3,5—4,0	5,85—6,15
89. Corindon	9,0	3,95—4,10
90. Hematit	5,5—6,0	5,00—5,30
91. Ilmenit	5,0—6,0	4,72
92. Magnetit	5,5—6,0	4,90—5,20
93. Crisoberilul	8,5	3,50—3,84
94. Zircon	7,0—8,0	4,68—4,70
95. Olivina	6,5—7,0	3,30—3,50
96. Topaz	8,0	3,52—3,57
97. Disten	4,5—6,0	3,56—3,68
98. Andaluzit	7,0—7,5	3,10—3,20
99. Sillimanit	7,0	3,23—3,25
100. Granați	6,5—7,5	3,50—4,20
101. Lamprofilit	5,0—5,5	2,90—3,00
102. Calamina	3,0—3,5	3,28—3,30
103. Beril	4,0—5,0	3,40—3,50
104. Turmalină	7,0—7,5	2,90—3,25
105. Wollastonit	4,5—5,0	2,78—2,91
106. Rodonit	5,0—5,5	3,40—3,75

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3.26. (continuare)

1	2	3
107. Diopsid	5,5—6,0	3,27—3,38
108. Augit	5,0—6,0	3,20—3,60
109. Jadeit	6,7—7,0	3,30—3,40
110. Spodumen	6,5—7,0	3,13—3,20
111. Hipersten	5,5	3,30—3,50
112. Tremolit	5,5—6,0	2,90—3,00
113. Hornblenda	5,5—6,0	3,10—3,30
114. Zoizit	6,0	3,25—3,36
115. Epidot	6,5	3,35—3,38
116. Talc	1,0	2,70—2,80
117. Pirofilit	1,0	2,66—2,90
118. Biotit	2,0—3,0	3,02—3,12
119. Muscovit	2,0—3,0	2,76—3,10
120. Lepidolit	2,0—3,0	2,80—2,90
121. Cloritoid	5,0—6,0	3,40—3,60
122. Turingit	2,0—2,5	3,15—3,19
123. Hidromuscovit	2,0—3,0	2,76—3,10
124. Vermiculit	1,0—1,5	2,40—2,70
125. Glauconit	2,0—3,0	2,20—2,80
126. Serpentina	2,5—3,0	2,50—2,70
127. Asbest — crisotil	2,0—3,0	2,50—2,80
128. Caolinit	1,0	2,58—2,60
129. Halloysit	1,0—2,0	2,00—2,20
130. Beydillit	1,5	2,60
131. Montmorillonit	—	variabilă
132. Montronit	2,0—2,5	1727—1,87
133. Plagioclazi	6,0—6,5	2,61—2,76
134. Ortoclaz	6,0—6,5	2,50—2,60
135. Microclin	6,0—6,5	2,54—2,57
136. Anortoclaz	6,0—6,5	2,56—2,60
137. Celsian	6,0	3,31—3,37
138. Nefelin	5,0—6,0	2,60
139. Sodalit	5,5—6,0	2,13—2,29
140. Lazurit	5,5	2,38—2,42

3.7. Comportarea rocilor tari la solicitări

Capacitatea pe care o au corpurile solide, și ca atare și rocile, de a se opune acțiunii de distrugere a structurii lor interne și de a-și păstra aproximativ nemodificată geometria atunci cînd sînt supuse la solicitări poartă numele de *rezistență*. Rezistența unei roci nu este nici unică și nici constantă, ci o variabilă determinată de o serie de factori dintre care unii depind de natura rocii, iar alții de durata solicitărilor, viteza lor de aplicare, orientarea și direcțiile de exercitare a solicitării:

1. După durata solicitărilor: rezistențe momentane, obținute prin solicitări de scurtă durată; rezistențe în timp, obținute prin solicitări de lungă durată.

2. În funcție de viteza de aplicare a solicitărilor: rezistențe statice și rezistențe dinamice.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. După orientarea solicitărilor: rezistențe la compresiune; rezistențe la întindere sau tracțiune; rezistențe la forfecare; rezistențe la încovoiere.
4. În funcție de direcțiile de aplicare a solicitărilor: rezistențe unidirecționale sau monoaxiale și rezistențe multidirecționale sau multiaxiale.

3.7.1. Rezistența rocilor tari la solicitări de compresiune monoaxială

Cum s-a arătat și în cazul rocilor moi, rezistența rocilor la solicitări de compresiune monoaxială, este egală cu efortul unitar limită corespunzător ruperii în condiții de solicitare unidirecțională și deformare laterală liberă.

Matematic, efortul unitar limită este egal cu raportul dintre efortul total care a produs ruperea și secțiunea pe care acesta a fost aplicat:

$$R_c = \sigma_c = \frac{F}{A} \tag{3.125}$$

unde R_c este rezistența la compresiune monoaxială; σ_c — efortul unitar limită; F — efortul total corespunzător ruperii; A — suprafața secțiunii de aplicare a efortului total.

Pentru determinarea în laborator a acestei rezistențe sînt solicitate pe axa verticală epruvete din rocă cu secțiunea pe care se aplică efortul total, în formă circulară sau patrată. Menționăm că prin normele elaborate și difuzate în anul 1964 de Biroul Internațional de Mecanica Rocilor se admit pentru determinarea rezistenței la compresiune, numai epruvete în formă de cilindru.

Avînd în vedere că între probă și platanele presei are loc o frecare destul de puternică, lungimea epruvetei trebuie să fie mai mare decît diametrul sau latura secțiunii. Cînd epruvetele sînt bine prelucrate și fac cu suprafețele platanelor contacte plane și paralele, frecarea dintre aceste suprafețe și rigiditatea platanelor împiedică expansiunea laterală a rocii din capetele probei. Mult timp această influență a fost neglijată, determinările efectuîndu-se pe cuburi sau cilindri cu $h = d$.

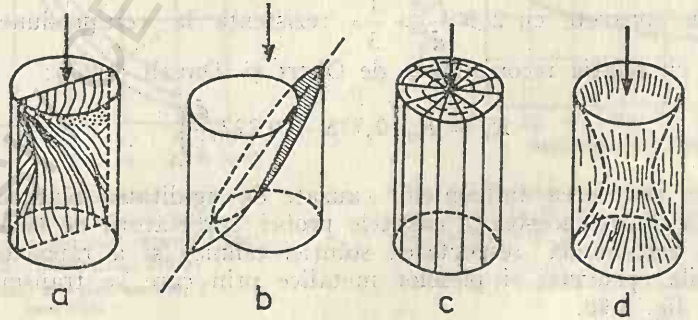


Fig. 3.88. Modurile de rupere a epruvetelor din rocă, supuse solicitărilor de compresiune monoaxială.

a — ruperea după un plan paralel cu solicitarea; *b* — ruperea după un plan oblic; *c* — ruperea după mai multe planuri paralele cu solicitarea; *c* — rupererea prin expandarea părților laterale mediane.

După cum se poate constata din graficul prezentat în fig. 3.89, mărimea rezistenței la compresiune este influențată substanțial de valori ale raportului $\frac{h}{d} < 2...3$. Între rezistența la compresiune monoaxială, determinală

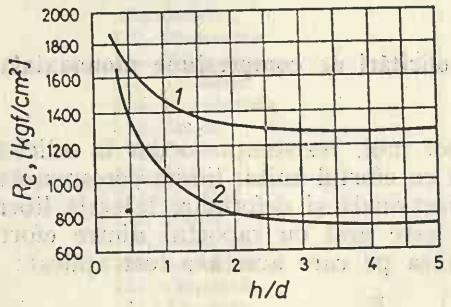


Fig. 3.89. Dependența rezistenței la compresiune de raportul dintre înălțimea și diametrul epruvetei (după I. V. Baklașov și B. A. Kartozia, 1975).
a = marmură; *b* — anhidrit.

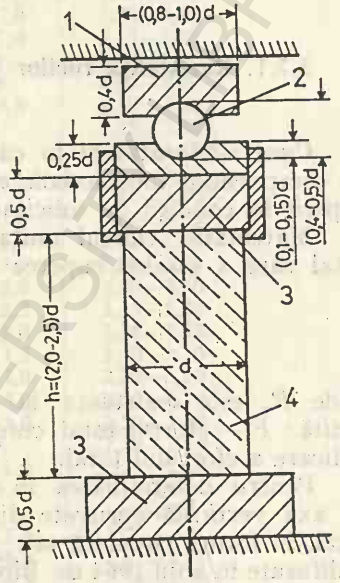


Fig. 3.90. Raportul ce trebuie să existe între dimensiunile epruvetei și cele ale pieselor metalice prin care se transmite solicitarea:
1 — placă de presiune; *2* — bilă oțel; *3* — piesă intermediară de reazem *4* — epruveta; *5* — placă de bază.

pe cilindrii cu $h = d$ și aceeași rezistență determinată pe cilindrii cu $h \neq d$, există următoarea relație:

$$R_c = \frac{9R_0}{7 + 2\frac{h}{d}} \tag{3.126}$$

în care R_0 este rezistența la compresiune monoaxială determinată pe cilindrii cu $h = d$.

Pentru epruvete cu $2 > \frac{h}{d} > \frac{1}{3}$, rezistența la compresiune se poate calcula și cu relația recomandată de Obert și Duvall (1967):

$$R_c = R_0\left(0{,}778 + 0{,}222\frac{d}{h}\right) \tag{3.127}$$

Pentru reducerea influențelor cauzate de rigiditatea platanelor presei, de frecarea dintre acestea și capetele probei, cercetătorii de la VNIMI din Leningrad recomandă respectarea soluției tehnice și a rapoartelor dintre dimensiunile epruvetei și pieselor metalice prin care se transmite efortul, arătate în fig. 3.90.

Mărimea secțiunii epruvetei are, de asemenea, influență asupra valorii rezistenței rocilor la compresiunea monoaxială, determinată în laborator. După datele citate de M. Stamatiu (1962), variația rezistenței la compresiune monoaxială a cuburilor în funcție de dimensiunea muchiilor variază

ca în fig. 3.91. Pentru cazul epruvetelor cilindrice, această influență este ilustrată în fig. 3.92. V. M. Stamatiu a stabilit că între rezistențele la compresiune monoaxială stabilite pe epruvete cu diametre diferite există următoarea relație:

$$R_{cd_2} = R_{cd_1} \sqrt[3]{\frac{d_2}{d_1}} \tag{3.128}$$

în care R_{cd_1} este rezistența la compresiune monoaxială a epruvetei cu diametrul d_1 și $h_1 = d_1$; R_{cd_2} — rezistența la compresiune monoaxială a epruvetei cu diametrul d_2 și $h_2 = d_2$.

Un alt factor care influențează valoarea rezistenței la compresiune a rocilor este viteza de încărcare cu eforturi a probei sau viteza cu care se aplică solicitarea.

Pentru a înlătura posibilitatea apariției în rezultate a unor erori sistematice datorate vitezei de aplicare a solicitării, este necesar ca încărcarea cu eforturi a epruvetelor să fie uniformă și continuă.

Viteza admisibilă pentru încercările momentane este de 10 kgf/cm² și secundă. Creșterea de sarcină pe unitatea de timp ce trebuie urmărită pe cadranul presei se calculează cu relația:

$$\Delta F = \frac{\pi d^2}{4} \cdot v \tag{3.129}$$

în care ΔF — creșterea de sarcină în kgf/s; d — diametrul epruvetei în cm; v — viteza de încărcare în kgf/cm² și secundă.

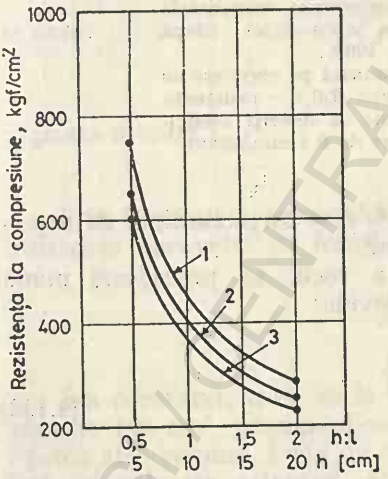


Fig. 3.91. Variația rezistenței la compresiune monoaxială a sării geme, în funcție de dimensiunile epruvetelor (după M. Stamatiu, 1962):
1 — sare vinătă; *2* — sare cenușie; *3* — sare albă.

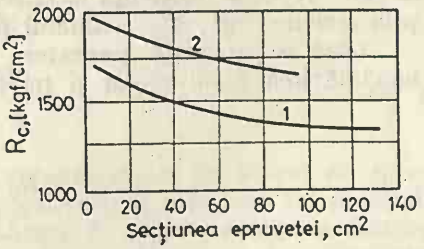


Fig. 3.92. Variația rezistenței la compresiune monoaxială în funcție de secțiunea epruvetelor (după — I. V. Baklașov și B. A. Kartozia, 1975):
1 — marmură; *2* — gabrou.

Sînt cazuri cînd determinarea se face numai pe bucăți de rocă cu forme neregulate. Pentru determinarea aproximativă a rezistenței la compresiune monoaxială, aceste bucăți sînt cîntărite și li se determină volumul prin

metoda imersiei în Hg sau în apă, în acest din urmă caz proba parafinîndu-se. Secțiunea medie se obține cu relația

$$A = \sqrt[3]{\frac{\pi}{4}V^2} = 0{,}92\sqrt[3]{V^2} \approx \sqrt[3]{V^2} \tag{3.130}$$

ceea ce face ca:

$$R_0 = F \cdot \left(\frac{1}{V}\right)^{\frac{2}{3}} \tag{3.131}$$

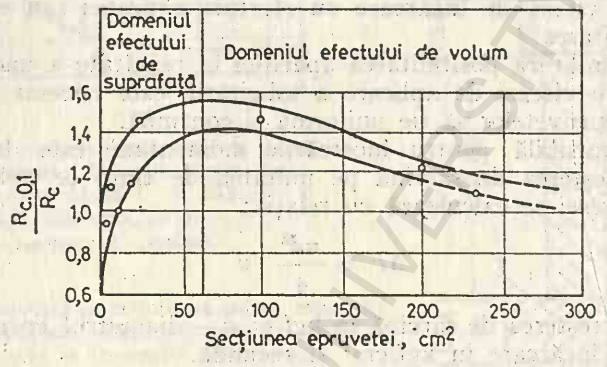


Fig. 3.93. Variația rezistenței la compresiune monoaxială a sării geme în funcție de secțiunea epruvetelor (după T. Tokeș și D. Gongea, 1969):
R — rezistența la compresiune determinată pe epruvete cu $h = 2\ d$ și viteză nominală de încărcare; $R_c0{,}1$ — rezistența la compresiune determinată pe epruvete cu diferiți coeficienți de svelteță și viteză de încărcare de 0,1 mm/minut.

în care: R_0 este rezistența la strivire, kgf/cm²; F — forța maximă de rupere prin strivire, kgf; V — volumul probei în cm³.

Cînd se cunoaște greutatea volumică a rocii, se procedează numai la cîntărirea eșantionului și relația 3.131 devine:

$$R_0 = F\left(\frac{\gamma_w}{G}\right)^{\frac{2}{3}} \tag{3.132}$$

unde γ_w este greutatea volumică, în g/cm³; G — greutatea eșantionului, în g.

Între rezistența la strivire și rezistența la compresiune monoaxială există următoarea legătură:

$$R_0 = m \cdot R_c \tag{3.133}$$

în care m este valoarea raportului dintre rezistența la strivire și rezistența la compresiune a rocilor. În funcție de această valoare se deosebesc:

1) roci tenace și plastice $m = 0{,}19$; 2) roci tenace și deosebit de plastice $m = 0{,}15$; 3) roci deosebit de fragile $m = 0{,}08$.

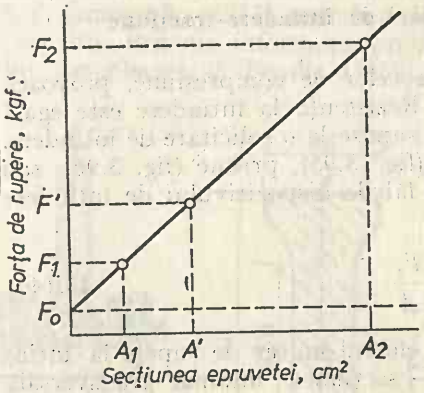


Fig. 3.94. Dependența dintre forța de rupere la compresiune și secțiunea medie a epruvetei cu formă neregulată.

Și în acest caz dimensiunile epruvetei influențează rezultatul. Pentru eliminare, este necesar să se supună determinării epruvete cu două volume diferite. Dependența dintre suprafața medie de rupere și forța de strivire este liniară (fig. 3.94):

$$F \approx F_0 + j \cdot A \tag{3.134}$$

în care:

$$F_0 = \frac{F_1 A_2 - F_1 A_1}{A_2 - A_1} \tag{3.135}$$

și panta dreptei,

$$j = \frac{F_2 - F_1}{A_2 - A_1} \tag{3.136}$$

Prin împărțirea termenilor relației 3.134 la secțiunea medie, se obține rezistența epruvetei cu formă neregulată:

$$R_c = R_0 + \frac{F_0}{A} \tag{3.137}$$

S-a constatat, însă, că la solicitarea epruvetelor cu un volum de aproximativ 100 cm³, precizia dimensiunilor epruvetei nu joacă un rol esențial. Pentru alte volume, forța de strivire măsurată F'' va reprezenta o abatere față de valoarea așteptată F' (fig. 3.94). Din acest motiv la calcularea rezistenței se aplică un factor de corecție și anume:

$$a = \frac{F''}{F_0 + R_0 A'} \tag{3.138}$$

și se obține:

$$R_c = a \frac{F_2}{A_2} \tag{3.139}$$

BCUIA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

în care: F_2 și A_2 sînt forța de rupere și secțiunea epruvetei cu volumul de 100 cm³.

3.7.2. Rezistența rocilor tari la solicitări de întindere-tracțiune

Orientarea eforturilor în sens contrar celor de compresiune, provoacă solicitarea de întindere sau de tracțiune. Rezistența la întindere este egală cu efortul unitar necesar ruperii epruvetei supuse la o solicitare de întindere. În cazul epruvetelor în formă de opt (fig. 3.95), prisme (fig. 3.96) sau cilindrii prinși prin lipire cu rășini între fălcile dispozitivului de întindere (fig. 3.97), efortul unitar este egal cu:

$$R_t = \sigma_t = \frac{F_t}{A} \tag{3.140}$$

unde R_t este rezistența la întindere; σ_t — efortul unitar de rupere la întindere; F_t — efortul total de rupere; A — secțiunea minimă transversală a epruvetei.

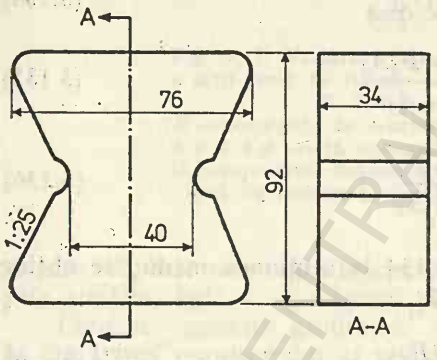


Fig. 3.95. Epruvetă cu forma apropiată de cifra opt, pentru determinarea rezistenței la întindere.

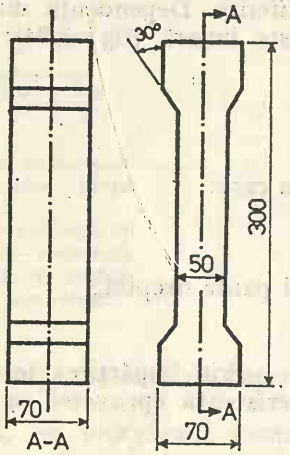


Fig. 3.96. Epruvetă în formă de prismă pentru determinarea rezistenței la întindere.

Atunci cînd se dispune de un strung, epruvetele pot fi confecționate în forma unei duble ciuperci (fig. 3.98). Capetele evazate ale ciupercii sînt prinse între piesele dispozitivului de întins și ruperea se produce în partea centrală. Rezistența la întindere se calculează cu relația

$$R_t = \frac{4F}{\pi d^2} \tag{3.141}$$

în care termenii au semnificațiile cunoscute.

Altă metodă este așa-numita *metodă braziliană*, care se bazează pe solicitarea la compresiune, în lungul a două generatoare opuse, a unei epruvete

cilindrice avînd diametrul egal cu lungimea. Propusă în anul 1943 de japonezul Akazawa dar studiată teoretic cu mulți ani înainte, de A. Foppl și S. P. Timoșenko (1937) metoda a devenit mai cunoscută datorită brazilianului Carneiro. Primele informații privind aplicarea metodei la roci, le datorăm lui Berenbaum și Brodie (1959).

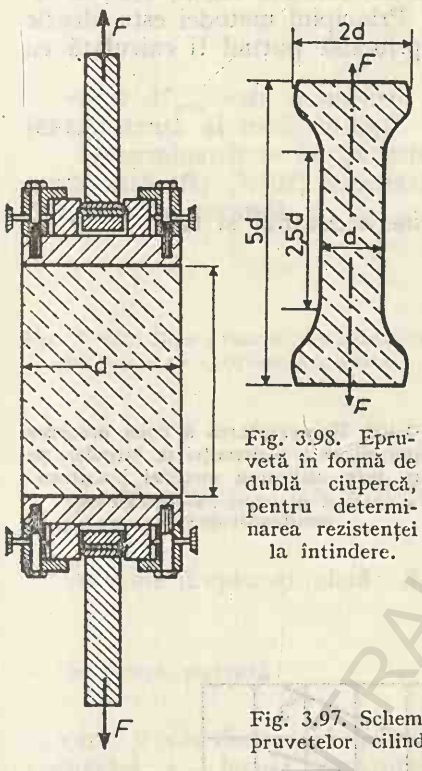


Fig. 3.98. Epruvetă în formă de dublă ciupercă, pentru determinarea rezistenței la întindere.

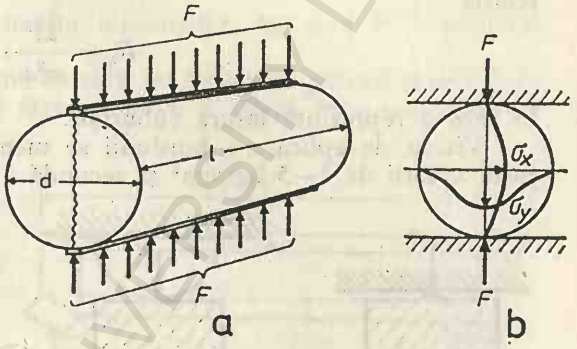


Fig. 3.99. Epruvetă cilindrică utilizată la determinarea rezistenței la întindere prin metoda braziliană:
a — vedere gendrală; *b* — secțiune cuprinzînd și repartizarea tensiunilor în corpul epruvetei.

Fig. 3.97. Schema dispozitivului de prindere prin lipire cu rășini a epruvetelor cilindrice utilizate la determinarea rezistenței la întindere.

În timpul aplicării solicitării de compresiune, ca urmare a distribuirii tensiunilor în corpul epruvetei, de o parte și de alta a secțiunii cuprinse între cele două generatoare se dezvoltă tensiuni de întindere (fig. 3.99) ce produc despicarea rocii. Rezistența la întindere în acest caz, se calculează cu relația

$$R_t = \sigma_x = \frac{F}{\pi r l} = \frac{2F}{\pi d l} \qquad (3.142)$$

în care: σ_x este componenta orizontală a tensiunii de comprimare; d — diametrul epruvetei; l — lungimea epruvetei; F — mărimea solicitării de compresiune.

Cilindrii de rocă utilizați la aceste determinări trebuie să aibă fețele bine prelucrate, fără rugozități pe cele două generatoare pe care se aplică solicitarea. Distanța dintre aceste două linii trebuie să fie cît mai egală pentru a împiedica devierea eforturilor în corpul probei. Abaterile maxime

în diametru, la acest tip de solicitare, nu trebuie să depășească 1%. Neținînd seama de proprietățile vîsco-plastice ale rocilor, menționăm că rezistențele determinate prin această metodă nu corespund întrutotul cu rezistența reală la întindere a rocilor.

Din această metodă, mai comodă și mai puțin laborioasă, au rezultat și altele, printre care aceea de a se utiliza la determinări cuburi care să fie solicitate așa cum se arată în fig. 3.100. Principiul metodei este identic cu cel al metodei braziliene, rezistența propriu-zisă putînd fi calculată cu relația

$$R_i = \frac{2F}{\pi^2 a}, \tag{3.143}$$

în care a reprezintă latura cuburilor.

Viteza de aplicare a tensiunii se menține constantă și fără șocuri, în jurul valorii de 1—5 kgf/cm² și secundă.

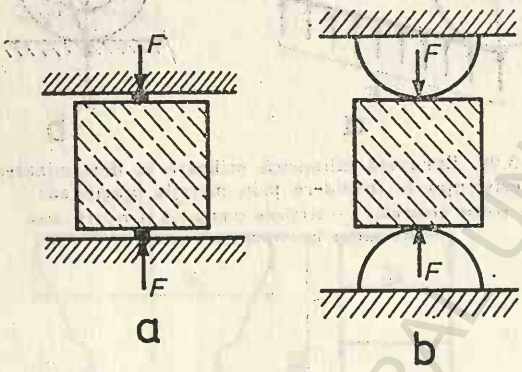


Fig. 3.100. Reprezentarea a două procedee de determinare a rezistenței la întindere pe cuburi, prin utilizarea metodei braziliene:
a — contact prin riglete; *b* — contact prin semicilindrii din oțel.

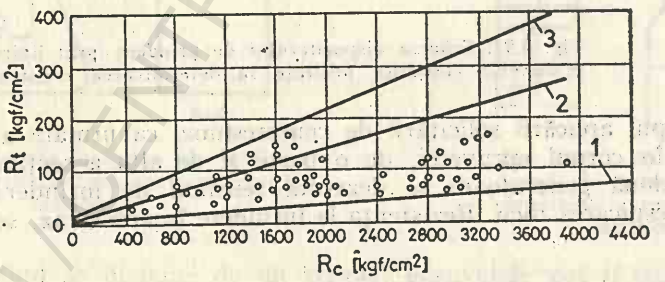


Fig. 3.101. Raportul dintre rezistențele rocilor la întindere și compresiune (după V. Rjevschi și G. Novik, 1973):
1 și *3*—limitele valorlior maxime și minime; *2* — dreapta de grupare a valorilor medii.

În comparație cu rezistența la solicitări de compresiune monoaxială, rezistența rocilor la întindere reprezintă, după M. Stamatiu (1962), între $\frac{1}{8}$ și $\frac{1}{60}$ din rezistența la compresiune. Recomandînd aceleași limite, V. Rjevschi, și G. Novik (1973) grupează valorile medii în vecinătatea dreptei *2* din fig. 3.101.

3.7.3. Rezistența rocilor tari la solicitări de încovoiere

Rezistența la încovoiere este egală cu raportul dintre momentul maxim încovoietor, necesar pentru ruperea unei epruvete prismatice căreia îi corespunde un modul de rezistență

$$R_i = \frac{M_{max}}{W} \tag{3.144}$$

în care: M_{max} este momentul maxim încovoietor, kgf cm; W — modulul de rezistență al rocii, în cm³.

Determinările se fac pe prisme de rocă cu secțiunea patrată sau dreptunghiulară (fig. 3.102) solicitării făcîndu-se cu o viteză care nu depășește 5 kgf/cm² și secundă.

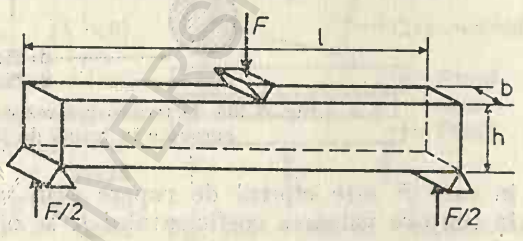


Fig. 3.102. Determinarea rezistenței la încovoiere pe epruvete prismatice.

După măsurarea efortului de rupere, F, rezistența la încovoiere se calculează cu relațiile

— Secțiune dreptunghiulară: $$R_i = \frac{3}{2}\,\frac{F \cdot y}{b \cdot h^2} \tag{3.145}$$

— Secțiune patrată: $$R_i = \frac{3}{2}\,\frac{Fy}{a^3} \tag{3.145'}$$

în care: y este distanța între reazeme; b — lățimea epruvetei; h — înălțimea epruvetei; a — latura patratului.

Cînd $y < (8...10)\ h$, relația (3.145) se corectează devenind:

— în cazul secțiunii dreptunghiulare

$$R_i = \frac{3}{2}\,\frac{Fy}{bh^2} - 0{,}266\,\frac{F}{bh} \tag{3.146}$$

— în cazul secțiunii patrate:

$$R_i = \frac{3}{2}\,\frac{Fy}{a^3} - 0{,}266\,\frac{F}{a_2} \tag{3.146'}$$

Aceeași rezistență se mai poate obține prin solicitarea unor epruvete în formă de plăci circulare cu fețele cît mai aproape de perfect paralele ($\pm 0{,}05$ mm) și avînd diametrul egal cu 75 mm și grosimea de 10 mm. Plăcile se reazemă pe un inel din oțel avînd diametrul interior de 55 mm. Solicitarea se transmite tot printr-un inel, dar ceva mai mic, adică cu diametrul exterior de 24 mm și cel interior de 20 mm. După centrarea lor

între platanele unei prese (fig. 3.103), încărcarea cu eforturi se aplică cu o viteză de aproximativ 100 kgf/s. Rezistența la încovoiere se calculează cu relația

$$R_i = K \frac{F}{h^2} \tag{3.147}$$

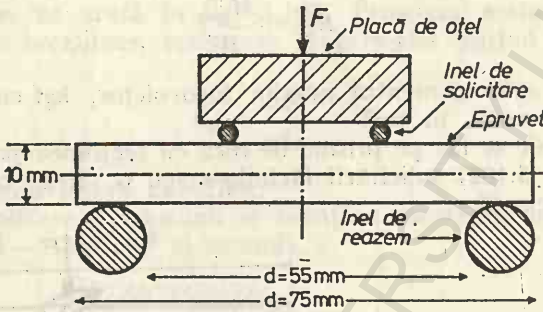


Fig. 3.103. Determinarea rezistenței la încovoiere pe epruvete în formă de placă circulară.

în care F este efortul de rupere prin încovoiere; h — grosimea plăcii. în timp ce valoarea coeficientului K se obține din relația:

$$K = \frac{3\mu}{4\pi}\left[2\frac{1+\mu}{\mu} \cdot ln\frac{a}{b} + \frac{1-\mu}{\mu}\left(1 - \frac{1}{\left(\frac{a}{b}\right)^2}\right)\right] \tag{3.148}$$

unde μ — coeficientul lui Poisson al rocii; a — diametrul cercului format de contactul dintre probă și inelul de reazem; b — diametrul contactului dintre probă și inelul prin intermediul căruia se transmite solicitarea.

În cazul rocilor tari, coeficientul K poate varia între 0,7 și 0,9, fiind determinat așa cum se vede în relația 3.148, de mărimea coeficientului lui Poisson.

În general, raportul rocilor la solicitări de încovoiere reprezintă doar 1/2 pînă la 1/12 din rezistența acelorași roci la solicitări de compresiune monoaxială (M. Stamatiu, 1962).

3.7.4. Rezistența rocilor tari la solicitări de forfecare simplă

Rezistența rocilor la solicitări simple de forfecare este egală cu efortul tangențial de rupere al acestora după un plan obligat. Metoda de determinare a mărimii acestui efort a fost elaborată de specialiștii Institutului de geomecanică și topografie minieră din Leningrad și apoi adoptată și difuzată în anul 1962 de Biroul internațional de mecanica rocilor.

Determinarea propriu-zisă se realizează prin intermediul unui dispozitiv confecționat dintr-un oțel foarte rezistent (fig. 3.104), în componența căruia partea principală este constituită din două corpuri în interiorul cărora se

află practicată o cavitate cilindrică despărțită în două părți egale de planul lor de contact. Pentru determinare, roca este prelucrată sub forma unor cilindrii avînd $h = d = 42$ mm. Între diametrul cavității cilindrice din interiorul dispozitivului și diametrul epruvetei nu trebuie să existe o diferență mai mare de 0,1 mm. Viteza de aplicare a solicitării, este și ea limitată și anume pînă la 5 kgf/cm² și secundă. În timpul determinării, efortul tangențial nu are o repartiție uniformă în planul de rupere. Componenta tangențială a tensiunii de rupere, deci rezistența la forfecare simplă, se calculează cu relația:

$$R_f = \tau = \frac{4F}{\pi d^2} (\cos \alpha + K_f \sin \alpha) \quad (3.149)$$

în care: τ este efortul tangențial; F — efortul maxim de rupere; d — diametrul epruvetei; α — unghiul sub care se așază epruveta; K_f — coeficientul de frecare la rostogolire a rocilor ($K_f = 1/n \cdot b$ unde n — numărul de role, iar b — diametrul rolelor).

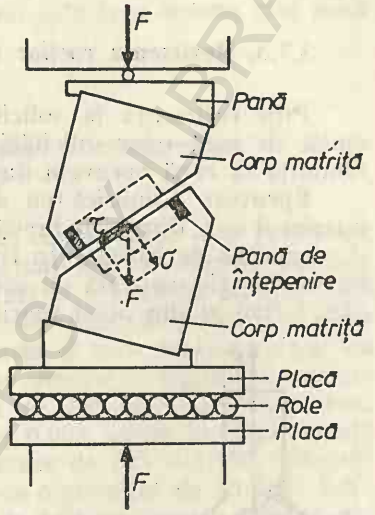


Fig. 3.104. Schema dispozitivului pentru determinarea rezistenței la forfecare simplă.

Efortul normal se calculează cu relația:

$$\sigma = \frac{4F}{\pi d^2} (\sin \alpha - K_f \cos \alpha) \quad (3.150)$$

Pentru utilizarea rezultatelor la determinarea caracteristicilor de rezistență, efortul tangențial se determină pentru suprafețe de rupere ce fac cu verticala unghiuri de 30°, 45° și 60° (fig. 3.105). Punctele de intersecție ale dreptei înfășurătoare la cercurile lui Mohr, cu liniile ce reprezintă suprafețele obligate de forfecare, coincid de regulă cu valorile medii ale rezistenței rocilor tari la forfecare simplă. Din acest motiv, dreapta care unește valorile medii ale acestei rezistențe se poate exprima prin ecuația lui Coulomb pentru roci coezive (3.72) și anume, $\tau = c + \sigma \operatorname{tg} \varphi$ (în care termenii au semnificațiile cunoscute).

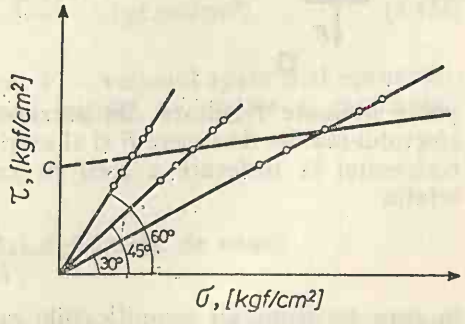


Fig. 3.105. Modul de trasare a dreptei tangentă la cercurile lui Mohr, cu ajutorul rezultatelor obținute prin solicitări de forfecare simplă.

Așa cum se observă din fig. 3.105, rezistența la forfecare simplă este invers proporțională cu înclinarea față de verticală a planului obligat de rupere.

3.7.5. Rezistența rocilor tari la solicitări de forfecare dublă

Prin rezistența la solicitări de forfecare dublă se înțelege rezistența opusă de rocă unor solicitări paralele de întindere sau compresiune ce au tendința să rupă epruveta după două plane obligate și paralele (fig. 3.106).

Epruveta cilindrică cu $d = 50$ mm și $l = 60$ mm, este introdusă în interiorul unui dispozitiv prevăzut cu 3 bacuri avînd același diametru interior și o grosime de 20 mm. În timpul determinării, bacul central este solicitat într-o direcție contrară cu aceea a solicitării ce se aplică bacurilor laterale (fig. 3.106) și din acest motiv, ruperea epruvetei se produce pe cele două

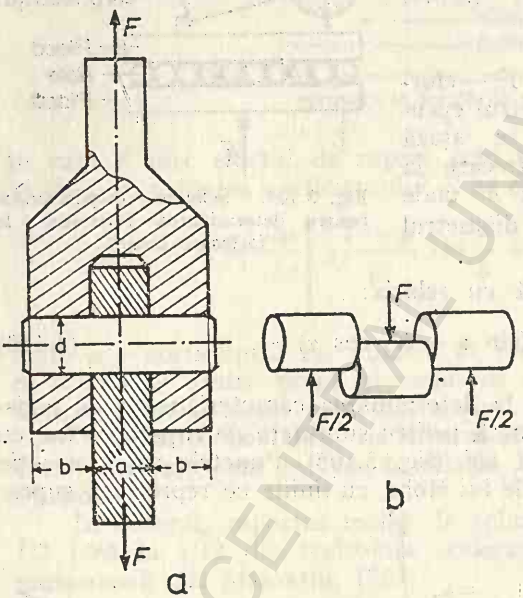


Fig. 3.106. Schema dispozitivului de forfecare dublă:
a — secțiune prin dispozitiv; *b* — epruveta după forfecare.

plane obligate rezultate din așezarea bacurilor în dispozitiv. Cu ajutorul efortului maxim de rupere F și al secțiunii epruvetei A se determină mărimea rezistenței la forfecare a rocii pe cele două suprafețe de rupere, utilizînd relația

$$R_{fd} = \frac{F}{2A} = \frac{2F}{\pi d^2} \tag{3.151}$$

în care termenii au semnificațiile cunoscute.

Pentru ca mărimea acestei rezistențe să nu fie influențată de viteza de aplicare a solicitării, aceasta din urmă se limitează la un domeniu destul de restrîns și anume între 1 și 3 kgf/cm^2 și secundă.

În comparație cu rezistența la solicitări de compresiune monoaxială, rezistența la forfecare dublă a rocilor reprezintă doar 5 pînă la 20% din

valoarea acesteia (M. Stamatiu 1962). Din punct de vedere practic, cunoașterea valorii acestei rezistențe prezintă importanță la determinarea caracteristicilor de rezistență ale rocilor tari, știut fiind că valoarea coeziuni determinate prin intermediul criteriului lui Mohr este întotdeauna mai mică decît valoarea rezistenței la forfecare dublă.

3.7.6. Rezistența rocilor la solicitări dinamice de compresiune

Rezistența rocilor la solicitări dinamice de compresiune este rezistența pe care o opun la încărcarea lor aparent instantanee cu eforturi de compresiune. Solicitarea are caracterul unei lovituri și acționează asupra rocii numai o fracțiune de secundă. Din cauza acestui mod de acționare, rezistența rocii la astfel de solicitări poartă numele și de r e z i s t e n ț ă l a ș o c și este egală cu lucrul mecanic necesar pentru a sfărîma o unitate de volum de rocă. Determinarea se execută pe epruvete cubice cu latura de 50 mm, sau cilindrice cu $h = d = 50$ mm. $\pm$ 0,005, aduse în stare uscată și la masă constantă, într-o etuvă cu temperatura de 105 —110°C. Probele sînt lovite prin cădere de la diverse înălțimi, cu o greutate de 50 kgf. Înălțimea inițială de cădere trebuie să fie egală cu 0,04 cm pentru fiecare cm^3 din volumul epruvetei, adică de 5 cm pentru cuburi cu latura de 50 mm, și de 4 cm pentru cilindri cu $d = h = 50$ mm. În continuare, înălțimea inițială se multiplică cu 2, 3, 4 ... n, pînă la sfărîmarea epruvetei. După fiecare lovitură de ciocan, se citește și se notează înălțimea reculului. Epruveta se consideră sfărîmată dacă prin mărirea înălțimii de cădere a ciocanului reculul rămîne la aceeași valoare sau se micșorează. În calculul rezistenței la șoc nu sînt luate în considerație loviturile următoare efectuate pentru completa sfărîmare a epruvetei. De asemenea, dacă epruveta se fisurează sau se sfărîmă fără reducerea reculului; în calcul nu se ține seama de ultima lovitură. Mărimea rezistenței se calculează cu relația:

$$R_s = \frac{L}{V} = \frac{G \cdot h \cdot n(n+1)}{2V} \quad [\text{kgf.cm/cm}^3] \qquad (3.152)$$

în care: L — lucrul mecanic de sfărîmare; V — volumul aparent al epruvetei; G — greutatea ciocanului; h — înălțimea inițială de cădere a ciocanului; n — numărul de lovituri.

3.7.7. Rezistența rocilor la solicitări deformații de uzură

Rezistența la deformații de uzură este o caracteristică importantă a rocilor, pentru că ea caracterizează capacitatea acestora de a rezista modificărilor de volum impuse de întrebuințările și tehnologiile de prelucrare a rocilor și substanțelor minerale utile. În funcție de natura uzurii, această categorie de deformație a rocilor, este de trei feluri: abraziune; abrazivitate și atriție.

Abraziunea este uzura provocată rocilor prin polizare, șlefuire sau tocire, așa cum se întîmplă de exemplu cu pavajele din piatră, cu pardoselele din dale de rocă și cu treptele de scări.

Prin frecare cu alte corpuri cum ar fi pe parcursul lucrărilor de forare, tăiere prin așchiere sau măcinare, rocile produc o uzură a acelor părți din utilaje cu care vin în contact. Această caracteristică de uzură poartă numele de *abrazivitate*. Abraziunea produsă de frecarea bucăților de rocă între ele, este o altă caracteristică de uzură a rocilor, ce se numește *atriție*.

Determinarea rezistenței la uzură pentru fiecare din aceste categorii prezintă interes la alegerea și dimensionarea utilajelor de forare, excavare și măcinare a rocilor.

Abraziunea rocilor se determină cu ajutorul unei mașini de șlefuit tip Dorry, prevăzută cu un disc orizontal confecționat din fontă. Determinarea se face simultan pe două epruvete din rocă — cilindri sau cuburi cu suprafața de uzură de aproximativ 50 cm² — amplasate simetric pe o circumferință cu diametrul de 52 cm și apăsate pe disc cu o presiune egală cu 250 g/cm². În timpul rotirii discului, cu 47 ture/minut, pe acesta este lăsat să curgă apă și o șuviță de material abraziv avînd dimensiunile granulelor cuprinse între 0,6 și 1,2 mm.

Uzura rocii, este de fapt rezultatul frecării acesteia cu nisipul antrenat de apă pe discul de fontă. Consumul de nisip în timpul determinării este de 1 dm³ la 1000 rotații ale discului. Durata determinării, este de 2000 rotații. Rezistența la uzură prin abraziune se poate calcula cu una din relațiile:

$$R_{uz} = \frac{G - G_1}{2} \quad [g] \tag{3.153}$$

$$R_{uz} = \frac{G - G_1}{2G} 100 \quad [\%] \tag{3.154}$$

$$R_{uz} = \frac{G - G_1}{2A} \quad [g/cm^2] \tag{3.155}$$

$$R_{uz} = \frac{G - G_1}{2A\gamma_u} \quad [cm^3/cm^2] \tag{3.156}$$

$$R_{uz} = h_0 - h_f \quad [mm] \tag{3.157}$$

$$R_{uz} = \frac{h_0 - h_f}{h_0} 100 \quad [\%] \tag{3.158}$$

în care G este greutatea inițială a epruvetei; G_1 — greutatea aceleiași epruvete după 2000 de rotații ale discului; A — suprafața de uzură; γ_u — greutatea specifică aparentă a rocii; h_0 — grosimea medie inițială a epruvetei; h_f — grosimea medie finală a epruvetei.

Abrazivitatea rocilor se poate determina prin două procedee: procedeul Dupuy; procedeul Sievers.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ IAȘI

1. Procedeul Dupuy constă în măsurarea pierderii în greutate a bilelor de oțel ale unei mori cu bile, în timpul măcinării unor bucăți de rocă. Abrazivitatea se calculează cu una din relațiile:

$$R_{uz} = \frac{G - G_1}{G} 100 \quad [\%] \tag{3.159}$$

$$R_{uz} = \frac{G - G_1}{Q} \quad [\text{kg/t}] \tag{3.160}$$

în care: G este greutatea totală a bilelor introduse în moară la începutul măcinării; G_1 — greutatea totală a bilelor la terminarea măcinării; Q — greutatea totală a rocii introdusă în moară pentru măcinare.

1. Procedeul Sievers utilizează un dispozitiv care timp de 2 minute freacă de rocă, prin rotire, doi cilindrii de oțel avînd duritatea Brinell 120. Cilindrii au diametrul de 3 mm și sînt fixați pe dispozitiv la începutul determinării, la o distanță de 15 mm unul de altul. Determinarea abrazivității constă în măsurarea reducerii în lungime a cilindrilor ca urmare a frecării lor cu roca, (relația 3.161) sau a pierderii în greutate pe unitatea de suprafață în contact cu roca (3.162):

$$R_{uz} = \frac{h_0 - h_f}{h_0} 100 \quad [\%] \tag{3.161}$$

$$R_{uz} = \frac{G - G_1}{A} \quad [\text{g/cm}^2] \tag{3.162}$$

în care: h_0 este lungimea inițială a cilindrilor; h_f — lungimea finală a cilindrilor; G — greutatea inițială a cilindrilor; G_1 — greutatea finală a cilindrilor; A — suprafața secțiunii cilindrului.

Atriținea se determină prin procedeul Deval, care constă în rostogolirea în interiorul a doi cilindri, confecționați dintr-o fontă tare, a unor bulgări de rocă. Viteza de rotire a cilindrilor, este de 33,33 ture/minut determinarea considerîndu-se încheiată numai după 5 ore, adică după ce cilindrii s-au învîrtit de 10 000 de ori.

Capacitatea fiecăruia din cei doi cilindri ai dispozitivului este de 50 kg rocă. Înainte de a fi introduse în cilindri, bucățile de rocă sînt sortate, utilizîndu-se numai bucățile cu dimensiunile cuprinse între 30 și 60 mm. Detașarea părților slabe și îndepărtarea prafului se fac cu ajutorul periei de sîrmă, după care roca se usucă la 105°C, pînă ce ajunge la masă constantă.

După terminarea ciclului de rotații, materialul din fiecare cilindru se cerne prin sita cu diametrul ochiurilor de 1,5 mm. Refuzul se spală bine cu apă și se usucă la 105°C pînă la masă constantă. Rezistența la uzură prin atriținue se exprimă prin pierderea din greutate în timpul măcinării, adică:

$$R_{uz} = \frac{G - G_1}{G} 100 \quad [\%] \tag{3.163}$$

unde G — greutatea inițială a rocii introduse în cilindru; G_1 = greutatea refuzului pe sita cu ochiurile de 1,5 mm, după măcinare, spălare și uscare.

Pentru aprecierea calității rocilor după uzură, se calculează, în baza rezultatelor obținute, coeficientul de calitate cu formula

$$K_f = \frac{40}{R_{uz}} \tag{3.164}$$

Practic, s-a constatat că între coeficientul de calitate la uzură prin atriţiune și rezistența la compresiune monoaxială există următoarea legătură:

$$K_c = \frac{R_c}{100} \tag{3.165}$$

ceea ce este aproximativ același lucru cu valoarea coeficientului de tărie după Protodiakonov.

3.7.8. Rezistența rocilor tari la solicitări de compresiune triaxială

Despre comportarea rocilor la solicitări prin comprimare după o infinitate de direcții, s-au făcut referiri și în cadrul capitolului ce se ocupă de rocile moi, determinările privind comportarea rocilor tari la acest gen de solicitări, desfășurîndu-se în principiu după aceleași reguli. Cum însă între rocile moi și rocile tari există o diferență substanțială în ceea ce privește constituția, structura și tăria atît dispozitivele cît și comportamentul lor la astfel de solicitări sînt cu totul altele.

Starea de tensiune datorată solicitării triaxiale este caracterizată prin posibilitatea de separare a eforturilor după trei direcții principale de acționare σ_1, σ_2, și σ_3. După modelul de separare a direcțiilor de acționare a tensiunilor principale din scoarța terestră, la determinarea rezistenței rocilor tari la solicitări de compresiune triaxială, efortul maxim principal se notează cu σ_1 și este întotdeauna mai mare decît eforturile principale laterale σ_2 și σ_3. În ceea ce privește raportul dintre acestea, determinările pot fi executate în condiții de egalitate a lor, adică $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, așa cum sînt efectuate și determinările pe roci moi, sau în condiții de presiune diferențiată, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

În funcție de condițiile enunțate mai sus variază și forma geometrică a epruvetelor, așa încît în primul caz pot fi utilizați atît cilindri cît și prisme, în timp ce pentru al doilea pot fi utilizate numai epruvete prismatice.

Presiunea laterală se poate realiza prin intermediul unui fluid sau cu ajutorul pistoanelor unor prese.

Pentru cazul în care eforturile principale laterale sînt egale, rezistența rocilor la solicitări de compresiune triaxială se determină cu ajutorul unor celule-cameră de înaltă presiune, din care prezentăm cîteva tipuri în fig. 3.107—3.111.

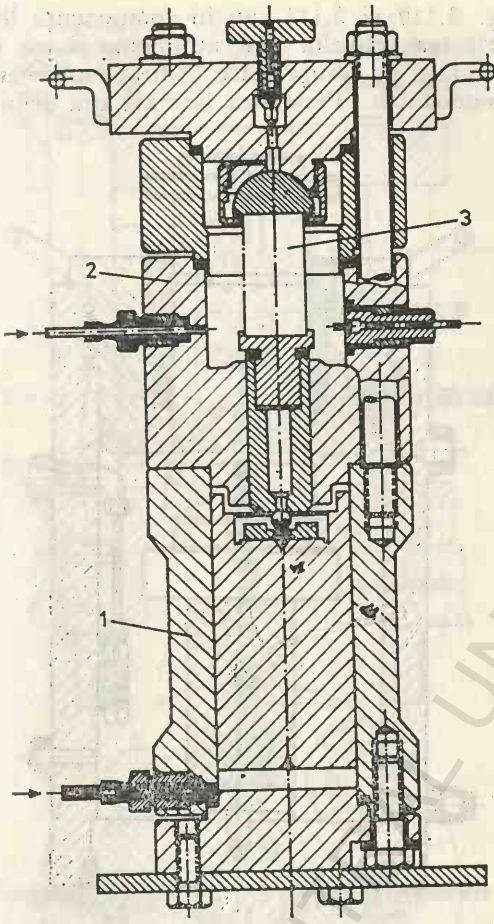


Fig. 3.107. Secțiune prin celula—cameră de înaltă presiune tip KBR-2.

1 — presă hidraulică; *2* — cilindru — cameră de înaltă presiune; *3* — epruvetă.

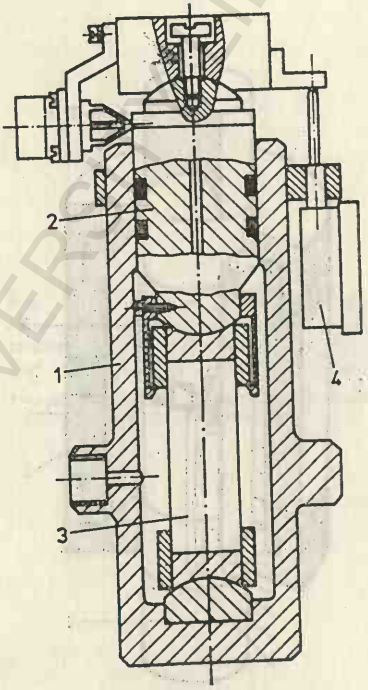


Fig. 3.108. Secțiune prin celula-cameră de înaltă presiune tip VNIMI:

1 — cilindru; *2* — piston; *3* — epruvetă; *4* — dispozitiv pentru măsurat deformația axială.

În celulele din figurile 3.107—3.110 pot fi supuse solicitărilor de compresiune triaxială, epruvete cu diametrul cuprins între 22 și 152 mm și înălțimea de la 44 la 300 mm. Celulele sînt construite pentru presiuni laterale de ordinul sutelor și chiar miilor de kgf/cm^2.

În dispozitivul prezentat în fig. 3.111, pot fi solicitate cuburi din rocă cu latura de la 50 la 200 mm și solicitări laterale de pînă la 300 tone forță.

Tensiunea suplimentară ce se aplică pe axa longitudinală a epruvetei pentru a-i provoca ruperea, cunoscută și sub numele de deviator de efort sau de presiune, se obține cu ajutorul unei prese hidraulice.

Dispozitivele prezentate în fig. 3.110 și 3.111, au în componența lor și aceste prese, în timp ce majoritatea celulelor sînt autonome și pot fi montate între platanele oricăror instalații de comprimare utilizate la determinarea obișnuită a rezistențelor monoaxiale. Presiunea laterală din celulă

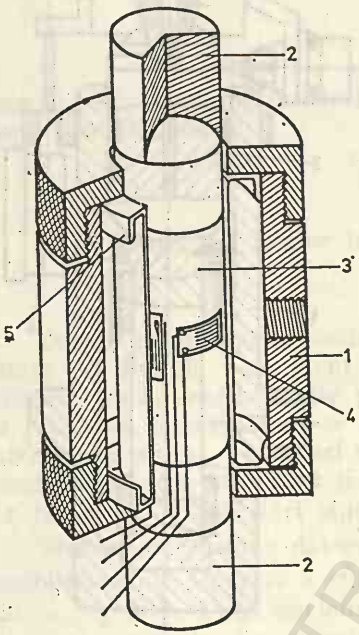


Fig. 3.109. Celulă-cameră de înaltă presiune tip Hoek:

1 — cilindru; *2* — piston; *3* — epruvetă; *4* — mărci tensometrice pentru măsurat deformația epruvetei; *5* — manșon de protecție.

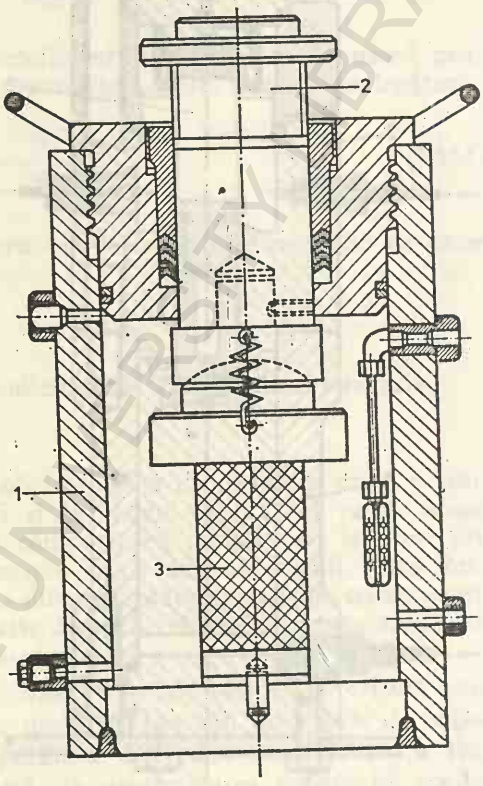


Fig. 3.110. Celulă — cameră de înaltă presiune tip Soiltest.

1 — cilindru; *2* — piston; *3* — epruvetă.

se realizează prin intermediul apei sau uleiului, iar în cazul unor temperaturi înalte (800°C) cu ajutorul dioxidului de argon sau de carbon. Pentru a împiedica pătrunderea fluidului în pori, epruveta se îmbracă cu o manta de cauciuc atunci cînd roca are pori cu dimensiuni mai mari decît cele capilare, sau se învelește într-o pojghiță de latex sau din orice rășină cu caracteristici elastice, în cazul rocilor alterabile. La presiuni laterale foarte înalte, mantaua se confecționează din plumb sau cupru.

În afara aparaturii de reglare și de măsură a presiunii din celulele-cameră de înaltă presiune, acestea mai trebuie să fie prevăzute și cu dispozitive de măsură a deformațiilor. Pe axa lungă a epruvetei, deformațiile sînt măsurate cu traductori de deplasare sau cu comparatoare avînd precizia de 0,01—0,001 mm. Deformațiile transversale sau radiale sînt măsurate,

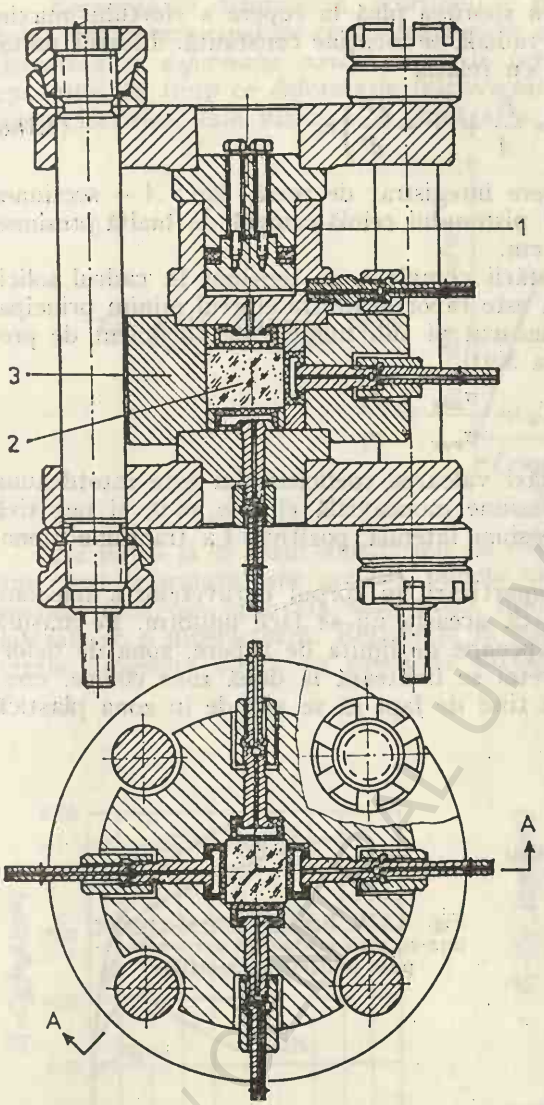


Fig. 3.11. Secțiune printr-un dispozitiv de înaltă presiune pentru determinarea rezistenței rocilor la solicitări triaxiale, pe epruvete cubice:
1 — presă hidraulică; *2* — cilindru de înaltă presiune *3* — epruvetă.

de regulă, cu ajutorul mărcilor tensometrice (fig. 3.109) și mai rar cu traductori de deplasare montați în interiorul celulelor-cameră.

Viteza de aplicare a eforturilor are și în cazul acestor determinări o vădită influență asupra valorii rezistenței de rupere; din acest motiv încărcarea cu eforturi trebuie să se mențină la domeniul solicitărilor statice (10—15 kgf/cm² și secundă).

După montarea epruvetei în celulă, umplerea acesteia cu fluid și evacuarea bulelor de aer, tehnologia de lucru este următoarea: se încarcă epruveta pe direcția efortului maxim principal cu o tensiune reprezentînd 10% din valoarea rezistenței la compresiune monoaxială, și se trece la ridicarea presiunii fluidului din celulă pînă la valoarea stabilită.

Determinarea continuă prin sporirea pînă la rupere a efortului maxim principal, în timp ce presiunea radială se menține constantă. Efortul unitar maxim principal se calculează cu relația

$$\sigma_1 = \frac{F}{A} + \left(1 - \frac{D^2}{d^2}\right)\sigma_3 \qquad (3.166)$$

în care: F este efortul de rupere înregistrat de presă, kgf; A — secțiunea epruvetei, cm²; D — diametrul pistonului celulă-cameră de înaltă presiune, cm; d — diametrul epruvetei, cm.

Caracteristica de bază a stării complexe de tensiuni în cadrul solicitărilor de compresiune triaxială este raportul dintre efortul minim principal și efortul maxim principal, cunoscut și sub numele de coeficient de presiune în stare de repaus (relația 3.91)

$$K_0 = \frac{\sigma_{min}}{\sigma_{max}} = \frac{\sigma_3}{\sigma_1}$$

Pentru acest tip de solicitări valoarea coeficientului este întotdeauna pozitivă la solicitări de compresiune monoaxială cînd $\sigma_3 = 0$, și negativă la solicitările de tracțiune cu presiune laterală, pozitivă. La tracțiune monoaxială, $K_0 = -\infty$.

Din punct de vedere al repartizării în corpul epruvetelor a tensiunii maxime principale, menționăm că aceasta nu se face uniform. Pe măsură ce deviatorul de efort ajunge aproape de limita de rupere, zona de deformații elastice din corpul epruvetei se limitează la două zone conice, rezemate pe cele două baze și care tind de fapt să se afunde în zona plastică

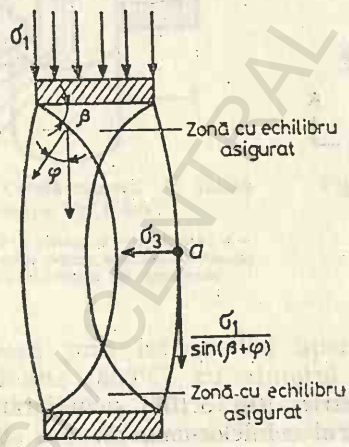


Fig. 3.112. Repartizarea eforturilor într-un plan median al epruvetei supuse solicitărilor triaxiale.

(fig. 3.112). Sub efectul acestor două zone elastice, efortul principal maxim este transmis celor două elemente de boltă după componenta:

$$\frac{\sigma_1}{\cos\left(\frac{\pi}{2} - \beta - \varphi\right)},$$

în așa fel că într-un punct a de pe contur, devine $\frac{\sigma_1}{\sin(\beta + \varphi)} > \sigma_1$ și σ_3.

Epruveta se deformează, scurtîndu-se pe direcția de acționare a efortului maxim principal de comprimare și se alungește transversal. Scurtarea, denumită și *deformație axială*, este de regulă aceeași pe toată secțiunea epruvetei, în timp ce deformația transversală, sau radială în cazul epruvetelor cilindrice, este maximă la jumătatea lungimii epruvetei.

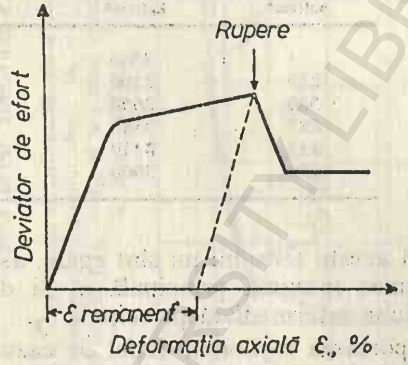


Fig. 3.113. Diagrama tipică efort-deformație.

La fel ca și în cazul solicitărilor de compresiune monoaxială, diagrama tip efort-deformație are aceleași puncte caracteristice (fig. 3.113). Deformațiile rocii din epruvetă sînt direct influențate de mărimea presiunilor laterale ce o încorsetează. Rezistența la solicitări de compresiune triaxială, crește progresiv odată cu presiunea laterală de constrîngere.

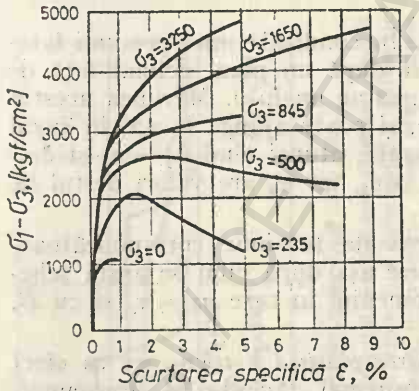


Fig. 3.114. Curbele de variație ale deformațiilor marmorei de Carara, în funcție de deviatorul de efort și de presiune laterală (după von Karman, 1911).

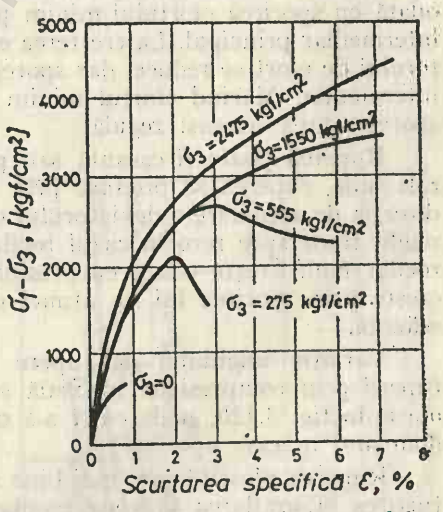


Fig. 3.115. Curbele de variație ale deformațiilor unor epruvete din gresie, în funcție de mărimea, deviatorului de efort și a presiunii laterale (după von Karman, 1911).

În figurile 3.114, 3.115 și tabelul 3.27, se prezintă variația acestei interdependențe pentru marmora de Carara și o gresie, în condițiile egalității tensiunilor σ_2 și σ_3.

Tabelul 3.27.

Variația limitei de elasticitate în funcție de presiunea laterală

Marmoră		Gresie	
Presiunea laterală, kgf/cm²	Limita de elasticitate, kgf/cm²	Presiunea laterală, kgf/cm²	Limita de elasticitate, kgf/cm²
1	1360	1	690
235	2100	275	2040
500	2650	555	2580
685	2880	2475	4000
845	3210		
1650	3900		

Dacă aceste tensiuni nu sînt egale, asupra epruvetei acționează, în afară de tensiunea maximă principală σ_1 și de tensiunea minimă principală σ_3, și o tensiune intermediară principală σ_2.

Comportarea rocilor în astfel de cazuri a fost studiată de A. I. Botkin (1940) J. P. M. Hojem și N. G. W. Cook (1968), K. Mogi (1969, 1971) ș.a. În figurile 3.116—3.119, se prezintă diagramele efort-deformație determinate de K. Mogi (1972), pentru marmora de Yamaguchi. Principala concluzie care se desprinde din analiza acestor diagrame este că proprietățile generale de deformare a rocilor sînt afectate nu numai de efortul minim principal σ_3, ci și de efortul intermediar principal σ_2. Deformația axială a epruvetelor crește odată cu sporirea efortului minim principal și scade prin creșterea efortului intermediar principal. La creșterea efortului minim principal, valoarea deviatorului de efort se reduce, dar sporește odată cu creșterea efortului principal intermediar. Mărind efortul minim principal, valorile deviatorului de efort sporesc după aceeași regulă.

Ruperea poate fi casantă sau plastică. În condițiile unei presiuni laterale hule, ruperea se produce prin forfecare după un plan înclinat față de direcția de acționare a deviatorului de efort, cu un unghi 0. Mărimea acestui unghi tinde spre zero în cazul rocilor dure, și poate ajunge la 45° în cazul rocilor moi. Crește odată cu presiunea laterală, atunci cînd $\sigma_2 = \sigma_3$ și descrește prin sporirea lui σ_2, atunci cînd $\sigma_2 > \sigma_3$, iar σ_3 are valori destul de scăzute.

Variația unghiului de rupere la starea de tensiune corespunzătoare ruperii prin compresiune triaxială se produce așa după cum se arată schematic în fig. 3.120, unde cu A s-a notat domeniul în care $\sigma_2 = \sigma_3$ și cu B, domeniul în care $\sigma_1 = \sigma_2$.

Ruperea plastică sau, mai bine zis, *cedarea plastică* a rocii, are ca efect turtirea și umflarea în zona mediană a epruvetei, făcînd-o să se asemene în acest stadiu cu un butoi. Este caracteristică rocilor moi, dar și rocilor tari atunci cînd presiunea laterală are valori suficient de mari. Rocile moi se deformează în acest fel prin îndesare, iar rocile tari prin forfecare după o mulțime de suprafețe de rupere. O parte din acestea pornesc din marginile bazei spre interior, determinînd formarea a două conuri sau piramide, a căror apropiere antrenează o împingere spre exterior a părților situate în zona mediană, fără o slăbire a legăturilor dintre particule. Presiunea late-

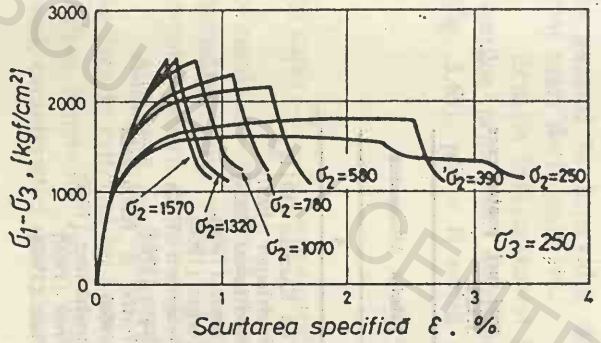


Fig. 3.116. Influența efortului intermediar principal asupra mărimii deviatorului de efort și a deformațiilor axiale ale unor epruvete din marmoră, în condițiile unui efort minim principal constant (după K. Mogi, 1972).

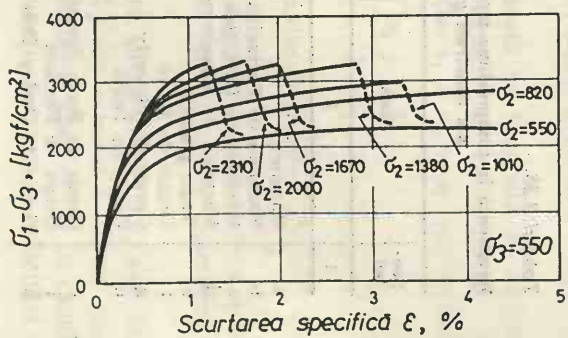


Fig. 3.118. Curbele efort-deformație determinate pentru aceeași marmoră, dar la un efort minim principal mai mare decît cel utilizat la determinarea curbelor din fig. 3.116 (după K Mogi, 1972).

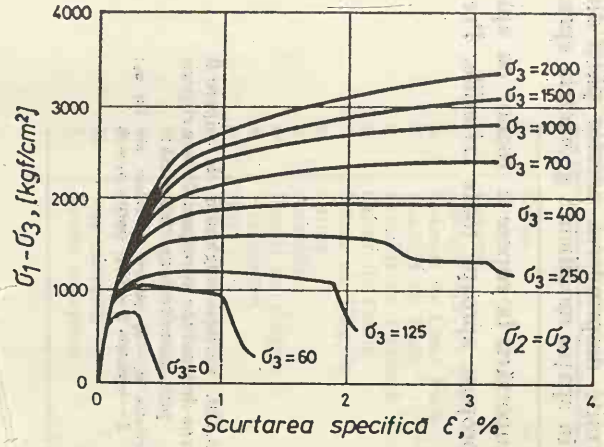


Fig. 3.117. Influența determinată pe epruvete de marmoră a variației tensorului sferic ($\sigma_2 = \sigma_3$) asupra deviatorului de efort ($\sigma_1 - \sigma_3$) și scurtării specifice (ε) (după K. Mogi, 1972).

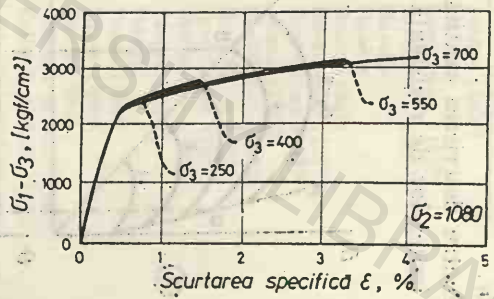


Fig. 3.119. Curbele efort-deformație ale aceleiași marmore, supuse la un efort intermediar principal constant (după K Mogi, 1972).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

rală foarte ridicată din celulă nu permite desprinderea acestor părți din epruvetă, ci favorizează reașezarea lor în spațiu modificînd geometria epruvetelor.

Pentru descrierea cantitativă a comportării la rupere a rocilor cu ajutorul ipotezelor de rezistență au fost propuse aproape toate criteriile. Pre-

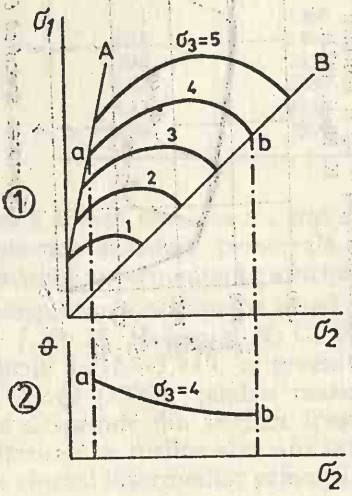


Fig. 3.120. Variația unghiului de rupere θ la starea de tensiune corespunzătoare ruperii prin compresiune triaxială:
1 — corelația $\sigma_1 - \sigma_3$ pentru 5 valori ale lui σ_3;
2 — corelația $\theta = f(\sigma_1)$ pentru $\sigma_3 = 4$.

lucrînd rezultatele publicate de diferiți autori, despre rezistența rocilor tari la solicitări triaxiale E. Hoek (1965) a demonstrat că pentru rocile cuprinse în tabelul 3.28, fenomenul de rupere poate fi descris cu ajutorul criteriilor Mohr—Coulomb și Griffith.

Tabelul 3.28.

Rezistența la compresiune monoaxială a unor roci tari, pentru care s-a construit graficul din fig. 3.121.

Simbol	Roca	R_c lb/in²	Referință bibliografică
1	2	3	4
a	Marmură	2000	Von Karman (1911)
b	Marmură de Cartagina	10000	Bredthauer (1957)
c	Marmură de Cartagina	7500	Bredthauer (1957)
d	Marmură de Wombeyan	10000	Jaeger (1960)
e	Gnais granitic	25500	Jaeger (1960)
f	Granit de Barre	24200	Robertsen (1955)
g	Granit de Westerly	33800	Brace (1964)
h	Gresie de Iwaki	1780	Horibe și Kobayashi (1960)
i	Gresie de Rush Springs	26000	Bredthauer (1960)
j	Gresie de Pennaut	2250	Price (1960)
k	Gresie de Darley Dale	5780	Price (1960)

BUCUREȘTI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Tabelul 3.28 (continuare)

1	2	3	4
l	Gresie	9000	Jaeger (1960)
m	Gresie de Oil Creek	—	Handin
n	Dolomit	24000	Bredthauer (1957)
o	Dolomit alb	12000	Bredthauer (1957)
p	Dolomit de Clear Fork	—	Handin
q	Dolomit de Blair	—	Handin
r	Dolomit de Webtuck	22000	Brace (1964)
s	Calcar de Chico	10000	Bredthauer (1957)
t	Calcar de Virginia	48000	Bretdhauer (1957)
u	Calcar	20000	Jaeger (1960)
v	Anhidrit	6000	Bredthauer (1957)
w	Bazalt de Knippa	38000	Bredthauer (1957)
x	Sist nisipos	8000	Bredthauer (1957)
y	Sist	15000	Bredtnauer (1957)
z	Porfir	40000	Jaeger (1960)
A	Cuarţit de Sioux	—	Handin
B	Diabaz de Frederick	71000	Brace (1964)
C	Cuarţit de Chesnire	68000	Brace (1964)
D	Silex	83000	Hoek (1963)
E	Şist cuarţitic	30900	Colback şi Wiid (1965)
F	Gresie cuarţitică	9070	Colback şi Wiid (1965)

Raportînd valorile tensiunilor principale maxime şi minime la valorile rezistenţelor la solicitări de compresiune monoaxială, Hoek a obţinut datele cu ajutorul cărora a întocmit diagrama din fig. 3.121. Trasînd înfăşurătoarele caracteristice ale criteriilor Mohr—Coulomb şi Griffith peste datele reprezentînd interdependenţa dintre categoriile de tensiuni principale, el a ajuns la concluzia că aceste criterii sînt cele mai potrivite pentru descrierea comportării rocilor la solicitări de compresiune triaxială, indicînd pentru coeficienţii de frecare internă ai rocilor valori care se află cuprinse în general în intervalul de la 0,5 la 1, chiar dacă uneori apar şi valori mai mari decît unitatea.

Ecuaţia înfăşurătoarei lui Mohr, trasată ca tangentă la cercurile tensiunilor principale determinate prin solicitări de compresiune triaxială (fig. 3.69), poate fi scrisă pentru condiţia $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ sub forma:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = c + f\left[\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}\right] \tag{3.167}$$

în care: $\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$ este efortul tangenţial maxim de rupere; $\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$ — efortul normal; c — constantă ce este egală cu efortul tangenţial de rupere corespunzător unui efort normal $\sigma = 0$; f — funcţie ce se determină experimental pentru diferite stări de tensiune.

Admiţînd reprezentarea acestei funcţii printr-o dreaptă, aşa după cum se face în criteriul lui Coulomb, termenul f din ecuaţia 3.167 se transformă într-o constantă care, împreună cu coeziunea sînt ca şi în cazul rocilor moi, caracteristici de rezistenţă ale rocilor tari. Întrucît la solicitări de com-

presiune monoaxială $\sigma_1 = \sigma_c$ și $\sigma_3 = 0$, iar la solicitări de tracțiune $\sigma_1 0 =$ și $-\sigma_3 = \tau_t$, aceste constante pot fi obținute și din relațiile

$$c = \frac{\sigma_c \cdot \sigma_t}{\sigma_c + \sigma_t} = \frac{R_c \cdot R_t}{R_c + R_t} \tag{3.168}$$

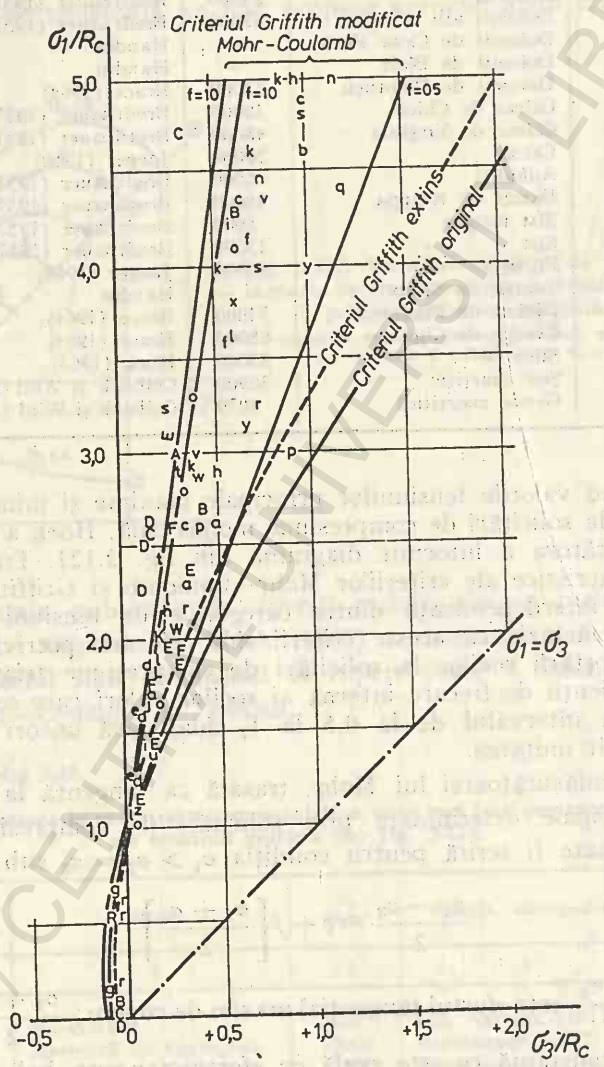


Fig. 3.121. Diagramă de comparație a rezultatelor obținute de diverși autori la determinarea rezistenței la compresiune triaxială a unor roci, cu domeniile de aplicare a diferitelor criterii de rupere (după E. Hoek, 1965).

și

$$f = \frac{\sigma_c - \sigma_t}{\sigma_c + \sigma_t} = \frac{R_c - R_t}{R_c + R_t} \tag{3.169}$$

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

devenind, în cazul înfășurătorii rectilinii, tangenta unghiului de înclinare a acesteia cu axa absciselor. Înlocuind cele două constante din ecuația 3.167, cu 3.168 și 3.169, obținem:

$$\sigma_c = \sigma_1 - \frac{\sigma_c}{\sigma_t}\sigma_3 \tag{3.170}$$

Pentru starea de tensiuni $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, A. I. Botkin (1940) a propus să se considere influența forțelor de coeziune în rezistența rocilor cu ajutorul efortului normal mediu σ_m. În această situație, starea limită se exprimă prin relația

$$\tau_{oct} = T_0 + f\sigma_m \tag{3.171}$$

în care τ_{oct} este efortul tangențial octaedric; T_0 — rezistența la forfecare pură; f — coeficient de frecare internă.

Grafic această ecuație reprezintă tot o dreaptă, care formează cu abscisa un unghi φ a cărui tangentă este egală cu coeficientul de frecare internă.

Pentru rupere, efortul tangențial trebuie să fie suficient de mare ca să învingă forțele de legătură și de frecare dintre particulele care alcătuiesc roca. În acest caz, T_0 și f sînt date de relațiile

$$T_0 = \frac{2\sqrt{2}\cdot\sigma_c\cdot\sigma_t}{3(\sigma_c+\sigma_t)} \tag{3.172}$$

$$f = \frac{2(\sigma_c-\sigma_t)}{\sigma_c+\sigma_t} \tag{3.173}$$

Înlocuind termenii ecuației 3.171, condiția limită devine:

$$\sqrt{(\sigma_1-\sigma_2)^2+(\sigma_1-\sigma_3)^2+(\sigma_2-\sigma_3)^2} = \frac{2\sqrt{2}\cdot\sigma_c\cdot\sigma_t}{3(\sigma_c+\sigma_t)} + \frac{2(\sigma_c-\sigma_t)}{\sigma_c+\sigma_t}(\sigma_1+\sigma_2+\sigma_3) \tag{3.174}$$

Egalînd efortul intermediar principal σ_2 cu efortul minim principal σ_3, ecuația 3.174 devine:

$$\sigma_c = \sigma_1 - \frac{3\sigma_c-\sigma_t}{2\sigma_t}\sigma_3 \tag{3.175}$$

Comparînd termenii din dreapta ai ecuațiilor 3.170, și 3.175, se constată că starea limită după Botkin se va atinge la un efort principal maxim σ_1 mai mare decît după Mohr, datorită influenței efortului principal intermediar σ_2, așa cum s-a arătat și în diagramele din figurile 3.116—3.119.

3.7.9. Domeniile de variație a unor proprietăți fizico-mecanice ale rocilor tari. Rezultate privind unele roci sedimentare, metamorfice și magmatice

Numeroasele date experimentale privind comportarea rocilor tari la solicitări au demonstrat că pentru aceleași condiții și influențe valorile obținute la determinarea unui parametru de rezistență sînt grupate în jurul unui centru ce poate întîmplător să coincidă cu una din valorile determinate

dar care în mod sigur este cuprins într-un interval a cărui extindere de-o parte și de alta a valorii medii este condiționată de mărimea dispersiei și de precizia rezultatelor.

Raportînd valorile modulului de elasticitate la valorile rezistenței la compresiune monoaxială, D. U. Deere și R. P. Miller (1966) au obținut o reprezentare sugestivă a dispersiei rezultatelor testării în laborator a numeroase epruvete confecționate din roci prelevate din diferite locații și zăcăminte. Reprezentarea s-a făcut pentru modulul tangent corespunzător unui nivel de solicitare egal cu 50% din rezistența la rupere prin compresiune. La rîndul său, rezistența la compresiune s-a determinat pentru fiecare rocă

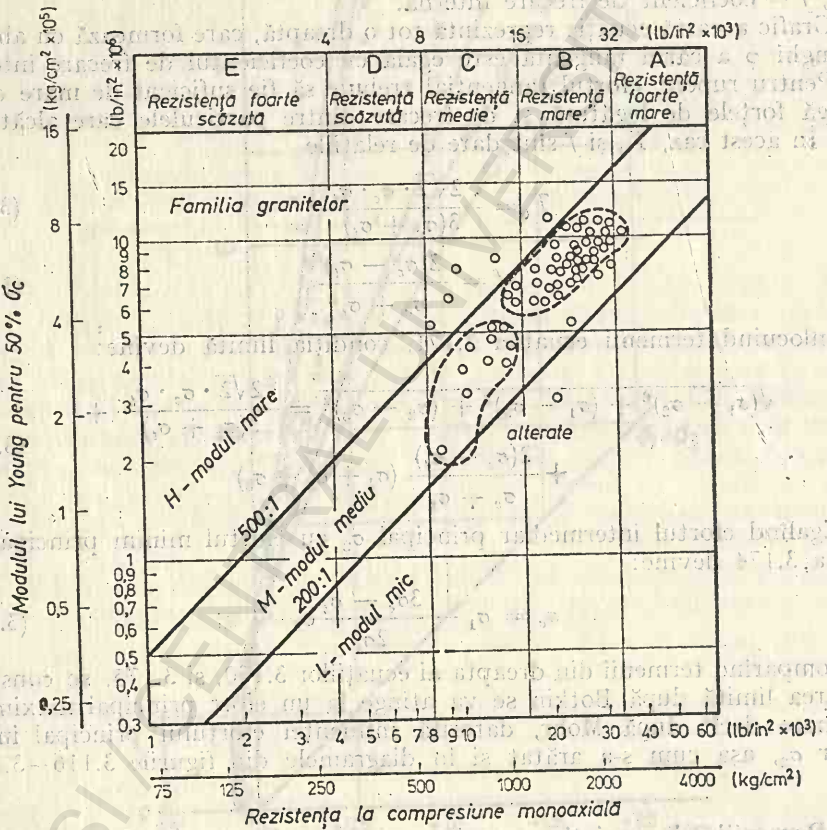


Fig. 3.122. Dispersia valorilor raportului E/R_c, obținute prin testarea a 80 epruvete de granit prelevate din 16 locații diferite (după D. U. Deere și R.P.Miller, 1966).

în parte, prin solicitarea monoaxială a unor cilindrii avînd lungimea egală cu dublul diametrului.

Împărțind rocile în 5 categorii de rezistență și 3 clase de module, prima constatare care se desprinde din analiza datelor din figurile 3.122—3.127

este aceea de grupare a valorilor de-a lungul zonei mediane, cuprinse între liniile ce reprezintă rapoartele modul/rezistență, egale cu 200:1 și 500:1.

În fig. 3.122 este reprezentată dispersia rezultatelor obținute prin testarea a 80 de probe de granit, din care s-au putut separa rezultatele obținute

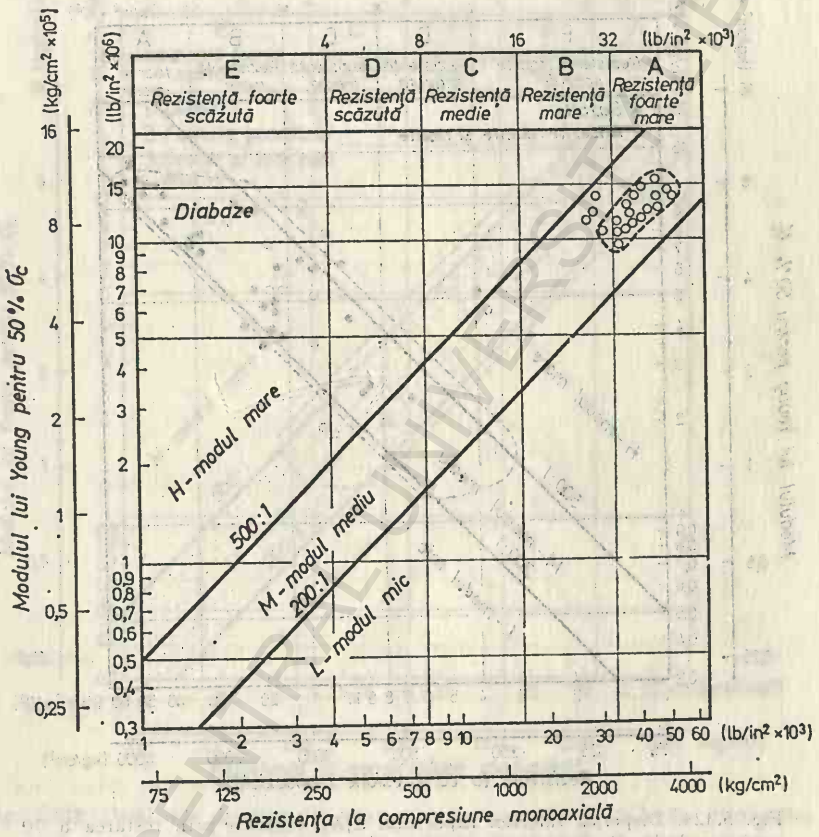


Fig. 3.123. Dispersia valorilor raportului E/R obținute prin testarea a 26 epruvete de diabaz din 8 locații diferite (după D. V. Deere și R. P. Miller, 1966).

pe granite alterate și s-au conturat perimetrele de grupare a 75% din valori. Figura 3.123, cuprinde rezultatele obținute pe probe de diabaz, în timp ce fig. 3.124 cuprinde datele referitoare la andezit, bazalt, dacit și riolit.

Dacă rezistențele diabazelor sînt grupate în categoria valorilor de rezistență foarte ridicate, iar granitele pot fi separate în funcție de gradul lor de alterare, în schimb aria de împrăștiere a andezitelor, dacitelor bazaltelor și riolitelor, este foarte întinsă.

Suprapunerea celor trei dispersii (fig. 3.125) situează rocile magmatice într-o categoria de roci relativ omogene din punct de vedere al comportamentului la solicitări, cu remarca că atunci cînd se determină în laborator comportarea la solicitări a andezitelor, bazaltelor dacitelor și riolitelor, este

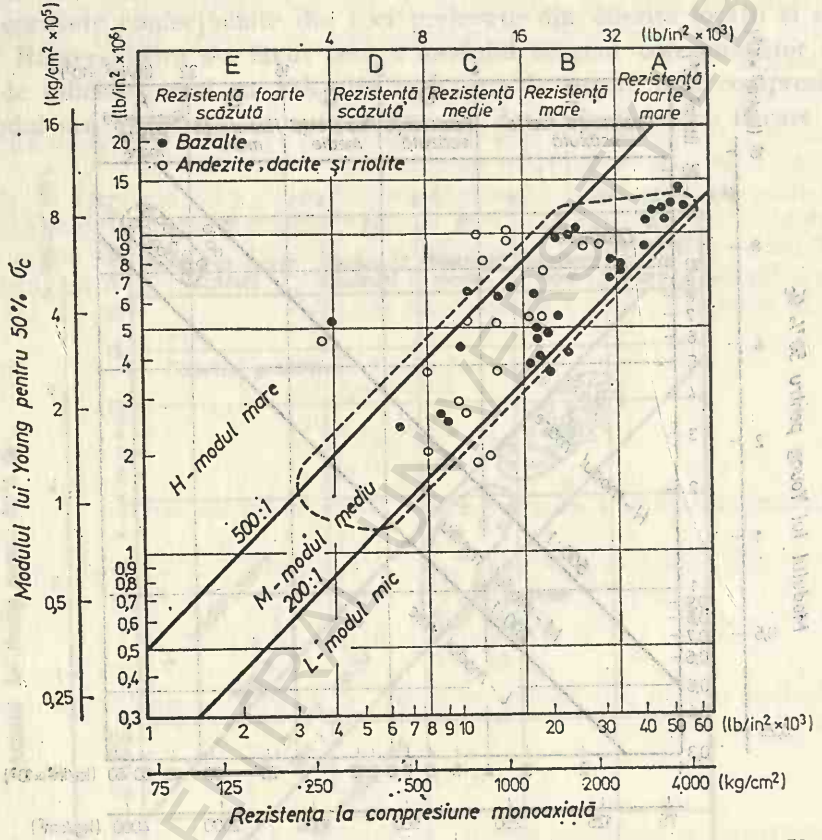


Fig. 3.124. Dispersia valorilor raportului E/R_c, obținute prin testarea a 70 epruvete de bazalt și alte roci eruptive, prelevate din 20 de locații diferite (după D. V. Deere și R. P. Miller, 1966).

necesar un număr mai mare de testări pentru stabilirea valorilor medii care pot fi considerate că reprezintă cu o probabilitate ridicată centrul de grupare a rezultatelor.

Comportamentul la solicitări al rocilor metamorfice exprimat prin același raport, este prezentat în fig. 3.126.

Din cauza dispersiei coeficientului de anzotropie și a domeniului mare de compoziții mineralogice, suprafața de împrăștiere a valorilor reprezentînd acest raport este mai întinsă decît aceea a rocilor magmatice. Totuși, cu excepția șisturilor, dispersia pe roci este destul de grupată.

Cuarțitele se situează aproximativ în aceeași zonă cu diabazul și bazaltul cu compactitate mărită. Gneisul, cu toate că ocupă în diagramă o poziție apropiată de aceea a granitului, are în comparație cu acesta rezistențe medii mai scăzute și o suprafață de dispersie mai mare. Perimetrul notat

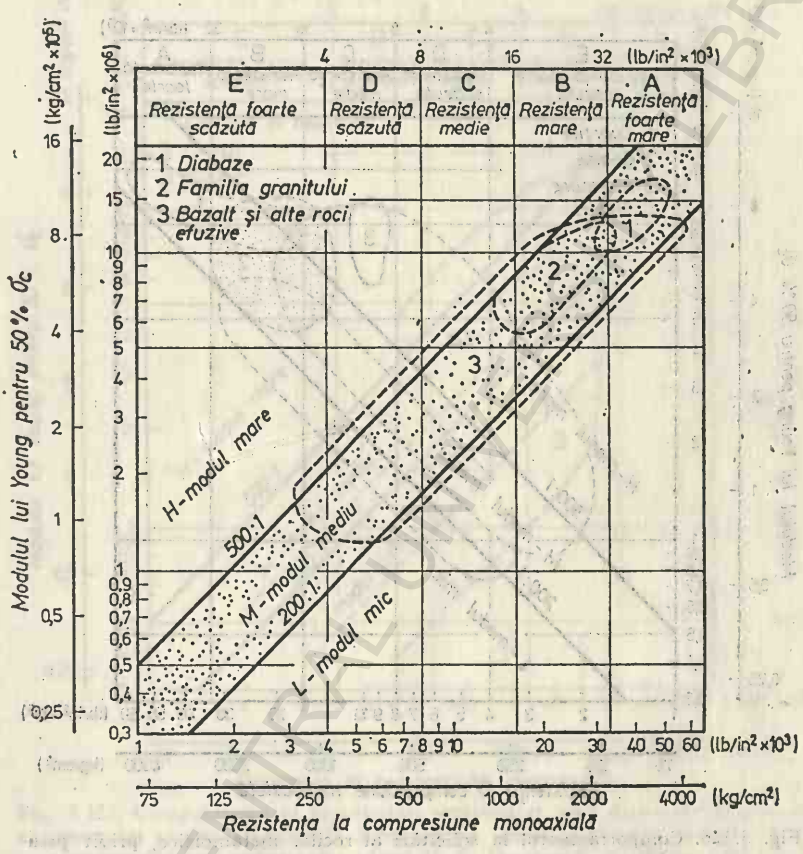


Fig. 3.125. Domeniile de dispersie pentru rocile eruptive ale valorilor raportului modul-rezistență la compresiune (după D. V. Deere și R. P. Miller, 1966).

în fig. 3.126 cu 4 *a*, reprezintă împrăștierea valorilor raportului obținut prin solicitări aplicate perpendicular pe planurile de șistozitate.

Rocile sedimentare sînt prezentate în fig. 3.127. Influențînd deformațiile, existența în masa rocilor a suprafețelor de șistozitate și de stratificație determină o împrăștiere mai mare a valorilor raportului E/R_c. Întrucît cele mai multe epruvete au fost solicitate perpendicular pe stratificație, acesta are o extindere mai pronunțată în domeniul modulelor mici. Din cauza compoziției mineralogice variate și a modului de asociere a particulelor componente, domeniul de extindere al rezistențelor acestor roci la solicitări

mecanice, este foarte întins, cuprinzînd toate categoriile de rezistență. Domeniul de variație a proprietăților mecanice ale rocilor este cuprins, după V. Rjevschi și G. Novik (1973), între următoarele limite:

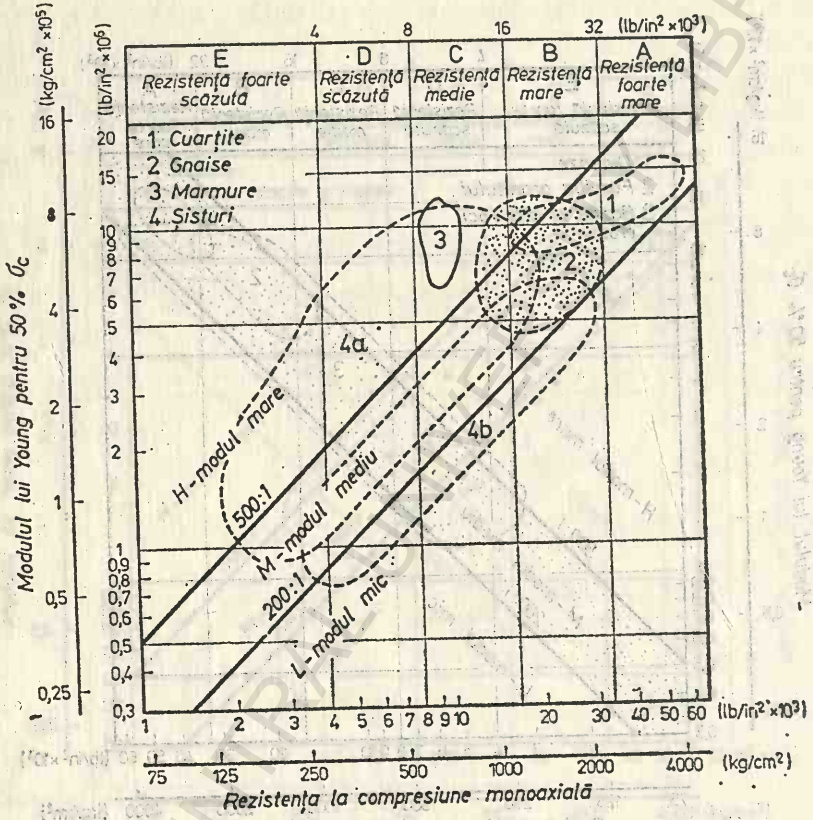


Fig. 3.126. Comportamentul la solicitări al rocilor metamorfice, privit prin raportul modul/rezistență la compresiune determinat pe 167 epruvete (după D. V. Deere și R. P. Miller, 1966).

Rezistența la compresiune monoaxială, kgf/cm²	0—6000
Rezistența la întindere, kgf/cm²	0—200
Rezistența la încovoiere, kgf/cm²	0—200
Rezistența la forfecare dublă, kgf/cm²	0—200
Modulul de elasticitate, kgf/cm²	10^4—3.10^6
Coeficientul lui Poisson	0,07—0,47
Modulul de forfecare, kgf/cm²	4.10^3—2.10^6
Modulul de compresibilitate, kgf/cm²	4.10^3—6.10^6

În ceea ce privește coeziunea și unghiul de frecare interioară, G. L. Fisenko și colaboratorii (1972) recomandă ca limite superioare, valorile din tabelul 3.29.

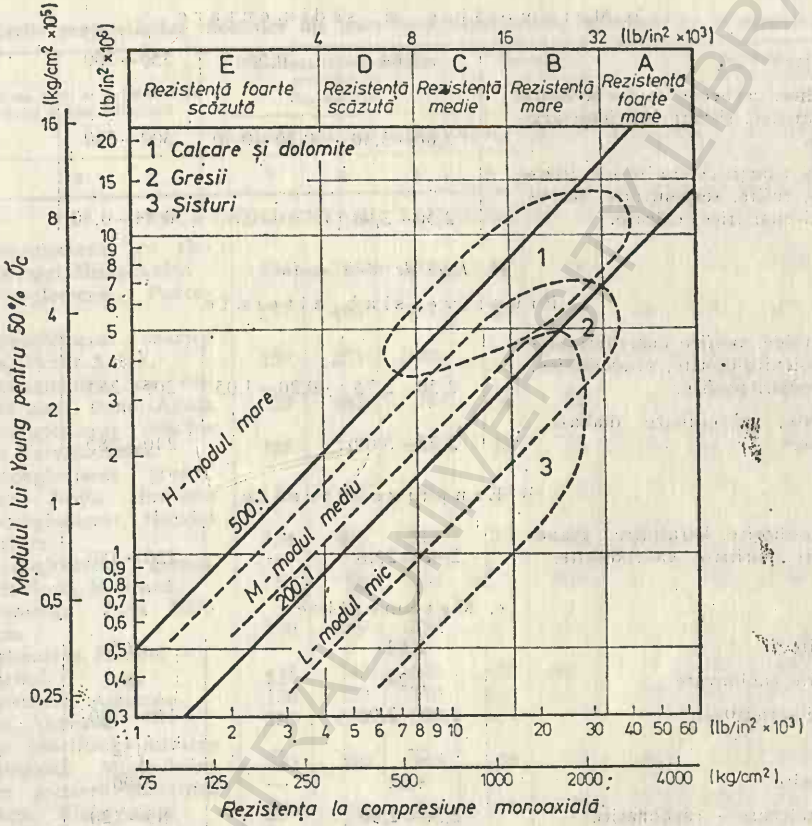


Fig. 3.127. Comportamentul la solicitări reprezentat prin domeniul de dispersie al raportului modul-rezistență la compresiune, determinat prin testarea a 193 epruvete din roci sedimentare (după D. E. Deere și R. P. Miller, 1966).

Tabelul 3.29

Valorile limită ale coeziunii și unghiului de frecare internă

Denumirea rocii	Greutatea volumetrică, gf/cm³	Umiditatea, %	Coeziunea în epruvetă kgf/cm²	Unghiul de frecare internă, grade
0	1	2	3	4
I. Roci tari.				
a. Eruptive				
Granite, porfire cuarțifere, sienite, porfirite, gabodiorite.	2,60—3,00	0,40—0,50	360—420	36
Gabrouri, gabrodiabaze, diabaze, peridotite, piroxenite.	2,80—3,20	—	320—400	34

BCU IAȘI - CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

Tabel 3.29. (continuare)

0	1	2	3	4
b. Metamorfice şi sedimentare				
Cuarţite	2,64	0,50	350—700	36
Jaspilite, corneene corneene hidrohematitice, şisturi silicioase-argiloase.	2,60—3,40	0,20—0,40	300—380	34
Sisturi cuarţitice-clorito-sericitoase, filite, tufite, serpentinite, skarne, gresii cuarţitice, calcare.	2,50—2,90	—	0,14—0,80	33
II. *Roci de tărie medie*				
a. Eruptive slab alterate				
Granitoide, porfire cuarţifere, sienite sienito-diorite, granodiorite, granodioritporfire.	2,50—2,75	0,20—1,05	205—285	35
Porfirite, gabrodibaze, diabaze, spilite.	2,75—3,00	—	210—285	36
b. Eruptive alterate				
Sienito-diorite, keratofire, granodiorite, porfirite, gabrodiorite.	2,40—2,66	—	120—180	34
c. Metamorfice				
Cuarţite	2,61	—	165	34
Cuarţite caolinizate	2,24	—	48	30
Sisturi sericitoase	2,80—2,90	—	140—180	35
Filite	—	—	152	27
Magnetite	4,32	—	190	34
Roci talcoase — carbonatice	2,50—2,90	—	85—120	42
Serpentinite şistificate puternic alterate	2,50	—	23	33
d. Sedimentare				
Cărbune	1,26—1,58	5,0	28	36
Calcare	2,44—2,67	0,1—4,0	140—165	27—32
Calcare alterate, gresii, gresii argiloase.	2,37—2,67		75—175	35
Calcar cu ciment carbonatat.	2,57	2,27	170	36
III. *Roci cu tărie mică*				
Eruptive şi metamorfice puternic alterate				
Gabro-diorite	2,40	—	14,3	36
Şisturi	2,12	18	1,2—13,6	28
Gresii, diabaze, dolomite siderite.	2,00—2,10	19,6—31,6	1,4—7,5	34

BCU Iaşi / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Valorile medii și limită obținute la determinarea în laborator a proprietăților mecanice ale unor roci sedimentare, metamorfice și magmatice din România, sînt prezentate în tabelul 3.30.

Tabelul 3.30.

Valorile proprietăților mecanice ale unor roci sedimentare, metamorfice și magmatice

Denumirea rocii și a localității de unde a fost colectată	Rezistența la compresiune monoaxială R_c, kgf/cm²			Rezistența la tracțiune, R_t, kgf/cm²			Rezistența la forfecare dublă, R_{fd}, kgf/cm²		
	minim	maxim	mediu	minim	maxim	mediu	minim	maxim	mediu
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
ROCI SEDIMENTARE 1. Roci detritice cimentate									
Microconglomerat cu elemente mari. Miniș-Anina	191	341	241	11	18	13	92	130	105
Microconglomerat. Ponor-Anina	277	496	394	15	23	20	94	145	117
Microconglomerat cuarțos poros, Ponor-Anina.	159	255	200	18	27	22	65	97	83
Microconglomerat cu elemente mari. Ponor-Anina	59	105	79	6	10	8	31	37	34
Microconglomerat cuarțos poros Terezia-Anina	126	317	216	10	23	16	65	97	83
Microconglomerat grezos. Cirnic — Roșia Montană	51	86	66	3	8	5	6	13	9
Microconglomerat, Hondol Săcărîmb	234	403	320	23	28	28	—	—	—
Microconglomerat grezos. Cirnic-Roșia Montană.	51	86	66	2,7	8,0	5,3	59	130	94
Conglomerat. Fața Băii-Zlatna	200	269	234	—	—	—	—	—	—
Conglomerat. Hondol — Săcărîmb	418	740	600	72	90	77	159	189	173
Conglomerat. Aninoasa	120	320	190	—	—	23	—	—	56
Gresie. Aninoasa	225	663	380	—	—	37	—	—	72
Gresie cuarțitică micacee cărbunoasă. Miniș-Anina	343	589	465	18	49	32	87	143	107
Gresie grosieră cuarțitică micacee. Miniș-Anina	403	669	504	18	30	23	130	153	138
Gresie fină argiloasă. Miniș-Anina	126	455	267	32	68	55	86	144	117
Gresie grosieră friabilă. Miniș-Anina									
— paralel pe stratificație	32	67	50	3	5	4	8	11	10
— perpendicular pe stratificație	43	69	51	3	6	5	30	41	35
Gresie grosieră cuarțitică Ponor-Anina.									
— paralel pe stratificație	299	454	386	20	23	22	89	106	97
— perpendicular pe stratificație	350	629	492	16	23	20	132	175	148
Gresie cuarțoasă micacee. Ponor-Anina	303	515	447	24	48	37	50	101	75
Gresie cuarțoasă micacee carbunoasă. Ponor Anina	93	175	123	20	33	28	21	51	37
Gresie fină argiloasă. Ponor-Anina	34	103	72	11	23	16	17	52	39
— paralel pe stratificație									
— perpendicular pe stratificație	147	176	160	14	23	19	32	65	63

Tabelul 3.30 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
— oblic pe stratificație	150	371	223	21	67	40	70	145	91
Gresie-Petrila	308	912	451	20	65	35	20	65	35
Gresie grosieră friabilă rubanată. Ponor-Anina.	33	85	62	1,4	12,6	5,9	21	51	37
Gresie fină slab consolidată. Ponor-Anina									
— paralel pe stratificație	108	293	172	6	23	10	38	48	43
— perpendicular pe stratificație	234	473	327	12	30	17	51	93	69
— oblic pe stratificație	152	408	284	10	24	16	53	103	70
Gresie fină consolidată. Ponor-Anina									
— paralel pe stratificație	147	366	267	8	22	13	60	104	82
— oblic pe stratificație	255	844	568	20	50	34	120	235	168
Gresie grosieră cuarțoasă micacee. Terezia Anina									
— paralel pe stratificație	179	248	232	16	25	19	66	83	74
— perpendicular pe stratificație	153	346	236	27	53	39	66	83	74
— oblic pe stratificație	206	429	316	10	42	29	50	122	86
Gresie grosieră cuarțoasă micacee cărbunoasă. Terezia Anina	262	458	356	25	47	38	79	164	120
— paralel pe stratificație									
— perpendicular pe stratificație	179	413	362	33	56	45	114	135	124
Gresie medie micacee. Terezia Anina									
— paralel pe stratificație	153	229	196	21	26	23	37	55	45
— perpendicular pe stratificație	152	293	213	19	42	29	69	92	79
— oblic pe stratificație	346	446	388	24	34	30	66	89	79
Gresie fină argiloasă. Terezia Anina									
— paralel pe stratificație	77	118	94	12	23	16	47	52	50
— perpendicular pe stratificație	147	176	160	14	23	19	56	65	59
— oblic pe stratificație	117	388	202	14	44	34	84	145	108
Gresie gălbuie friabilă. Terezia-Anina	195	215	205	9	20	13	45	64	54
Gresie Fină silicioasă. Terezia-Anina									
— paralel pe stratificație	474	644	561	14	27	20	106	113	110
— perpendicular pe stratificație	418	606	517	23	30	26	62	81	69
— oblic pe stratificație	349	632	476	24	36	39	54	113	77
Gresie grosieră rubanată. Terezia-Anina									
— paralel pe stratificație	32	67	50	3	5	4	8	11	10
— perpendicular pe stratificație	43	69	51	3	6	5	34	41	35
Gresie medie consolidată. Terezia-Anina									
— paralel pe stratificație	125	292	194	14	21	17	52	70	60
— perpendicular pe stratificație	224	458	366	21	31	25	51	92	74
Gresie cuarțitică. Stăniju	—	—	797	—	—	81	—	—	—

Tabelul 3.30 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Gresie cuarțoasă. Hondol-Săcărîmb	507	956	705	50	120	85	112	232	190
Gresie fină. Hondol Săcărîmb	152	326	235	23	56	30	85	123	94
Gresie cuarțitică. Doman	280	1069	615	29	148	62	103	218	150
Gresie micacee. Doman	76	394	229	8	25	18	37	97	79
Gresie cuarțitică. Popești-Cluj	—	—	655	—	—	35	—	—	—
Argilă. Aninoasa	93	473	192	—	—	44	—	—	64
Argilă grezoasă. Miniș-Anina									
— paralel pe stratificație	288	454	429	35	43	39	49	62	56
— perpendicular pe stratificație	307	611	434	59	62	61	62	71	57
Argilă supraconsolidată. Miniș-Anina									
— paralel pe stratificație	139	360	243	13	34	24	54	73	64
— perpendicular pe stratificație	215	318	276	21	27	25	52	92	68
Argilă grezoasă. Ponor-Anina									
— paralel pe stratificație	300	464	382	29	33	31	34	51	42
— perpendicular pe stratificație	267	553	419	55	58	57	60	74	68
Argilă supraconsolidată. Ponor-Anina									
— paralel pe stratificație	139	360	263	13	34	24	54	73	64
— perpendicular pe stratificație	215	328	276	21	27	25	52	92	68
Argilă. Petrila	109	305	216	9	58	37	32	80	57
Argilă grezoasă. Terezia-Anina									
— paralel pe stratificație	283	515	399	29	43	35	31	71	51
— perpendicular pe stratificație	298	579	440	46	61	52	67	71	69
Argilă supraconsolidată. Terezia-Anina									
— paralel pe stratificație	147	410	288	21	28	25	54	73	64
— perpendicular pe stratificație	215	328	276	18	42	31	104	132	113
Argilit. Petrila	—	—	248	—	—	28	—	—	49
Marnă. Doman	31	936	294	6	102	34	47	161	102
Marnă grezoasă. Anina	998	1956	1611	57	110	95	145	244	196
Marnă calcaroasă. Anina	886	1505	1196	60	81	70	168	303	215
Marnă. Aninoasa	175	387	279	—	—	59	—	—	90
Marnă argiloasă diaclazată Anina	129	689	433	29	53	44	74	102	86
Marnă argiloasă fosilizată. Anina	162	567	374	29	53	44	62	80	70
Marnă. Petrila	311	521	392	40	53	45	65	88	79
2. Roci de precipitație									
Sare cu conținut mic de insolubil. Slătioarele-Argeș	120	215	180	11	14	13	55	61	—
Sare cu conținut mediu de									

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ

Tabelul 3.30 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
insolubil. Slătioarele—Argeș	100	150	135	6,5	12	8	35	50	—
Sare brecifiată. Slătioarele-Argeș	25	113	80	3	7,6	4,6	15	34	—
Sare gemă albă transparentă. Războieni.	79	153	110	10	11	10	56	80	—
Sare gemă cenușie. Războieni	—	—	194	—	—	12,5	—	—	59
Sare albă. Slănic—Prahova	198	354	250	9	17	12	16	42	29
Sare cenușie. Slănic—Prahova	202	398	270	10	22	14	18	39	25
Sare vînătă. Slănic—Prahova	275	380	295	14	28	16	18	48	32
Cretă. Dobrogea-Palazu Mare	135	156	145	13	16	14	—	—	—
Travertin. Borsec	400	800	600	—	—	—	—	—	—
				3. Roci organogene					
Calcar. Moldova Nouă	474	701	575	71	75	73	116	130	122
Calcar recifal. Sitorman	334	383	350	51	54	52	—	—	—
Calcar alb marmoreean. Moldova Nouă	363	573	457	39	67	47	82	174	120
Calcar masiv. Moldova Nouă	343	586	530	31	54	47	142	158	148
Calcar fisurat. Moldova Nouă	159	657	300	43	68	52	40	111	80
Calcar dolomitic. VI. Blaznei	1119	1174	1146	132	161	146	—	—	—
Calcar dolomitic. Ghelar	344	2333	1450	44	144	100	—	—	—
Calcar silicifiat. Doman	733	1623	1189	47	98	70	112	260	197
Calcar organogen. Doman	310	1141	550	33	95	51	51	237	130
Calcar marnos. Doman	163	738	392	23	95	42	39	164	91
Calcar. Doman	603	1966	1037	50	133	82	171	221	191
Calcar brecios diaclazat. Anina	1006	1597	1298	54	71	61	116	270	186
Calcar marnos. Anina	935	1165	1037	50	87	70	120	182	142
Calcar brecios. Lespezi	650	1452	1020	60	92	75	129	219	167
Calcar compact cu diaclaze calcit. Lespezi	868	1118	978	78	114	91	164	207	179
Calcar omogen. Lespezi	862	1445	1090	61	97	80	104	232	180
Calcar brecios. Sitorman	334	383	350	51	54	52	51	54	52
Calcar. Palazu Mare	362	1154	850	31	92	67	47	231	—
Huilă. Anina									
— paralel pe stratificație	24	103	63	1	11	6	—	—	—
— perpendicular pe stratificație	30	155	63	8	15	7	—	—	—
Huilă cu șist cărbunos. Aninoasa	207	337	248	—	—	—	—	—	—
Huilă compactă. Aninoasa	38	226	96	—	—	—	—	—	—
Huilă friabilă. Aninoasa	27	226	96	—	—	—	—	—	—
Huilă cu tendință sideritică. Aninoasa	81	154	99	—	—	—	—	—	—
Huilă tectonizată. Petrila									
— paralel pe stratificație	84	100	9	—	—	—	—	—	—
— perpendicular pe stratificație	93	126	102	—	—	—	—	—	—

Tabelul 3.30 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Huilă slab tectonizată. Petrila									
— paralel pe stratificație	143	167	135	—	—	—	—	—	—
— perpendicular pe stratificație	170	275	230	—	—	—	—	—	—
Huilă compactă. Petrila									
— paralel pe stratificație	—	—	256	—	—	—	—	—	—
— perpendicular pe stratificație	—	—	425	—	—	—	—	—	—
Dolomite cu structură microcristalină. Palazu Mare	350	1998	1100	44	137	87	97	286	202
Dolomite cu structură criptocristalină. Palazu Mare	200	469	380	17	55	37	—	—	—
ROCI METAMORFICE 1. Roci cristaline									
Șisturi cristaline. Moldova Nouă									
— paralel pe stratificație	127	311	211	18	30	23	205	239	211
— perpendicular pe stratificație	285	433	367	42	84	58	64	201	125
Sist sericito-cloritos compact. Baia de Arieș	110	305	223	11	45	21	—	—	70
Sist sericitos cuarțitic. Baia de Arieș	300	900	550	33	56	45	—	—	—
Șist sericito-cloritos. VI. Blaznei	215	380	298	40	60	50	—	—	—
Șist cuarțitic. V. Blaznei	706	1232	988	103	169	137	—	—	—
Șisturi clorito-sericitoase. Ghelar	553	1080	995	46	128	81	—	—	—
Șisturi clorito-calcaroase. Ghelar	311	1201	1020	67	158	154	—	—	—
Șisturi cuarțitice sericitoase. Ghelar	754	988	881	113	160	143	—	—	—
Șisturi cuarțitice. Palazu Mare	445	1965	910	70	209	125	230	358	305
Șisturi verzi. Palazu Mare	305	1857	817	24	215	89	136	340	208
Șisturi micacee. Palazu Mare	102	497	321	24	69	51	130	181	152
Șist uarțitic sericito-cloritos. Vatra Dornei	151	292	222	29	56	36	77	101	92
Șist cuarțo — feldspatic. Vatra Dornei	109	344	238	—	—	—	—	—	—
Șist manganifer. Vatra-Dornei	36	48	42	7	33	19	23	26	25
Șist manganifer cu silicați și carbonați. Vatra Dornei	672	1304	950	77	160	128	222	472	372
Sist. Petrila	116	180	164	9	24	16	9	24	16
Șisturi cărbunoase bituminoase. Doman	60	280	119	19	36	28	—	—	—
Micașist cu granați și disten. Negovanu	227	392	290	37	58	45	—	—	—
2. Roci însoțitoare									
Cuarțit mineralizat. Zlatna	407	891	590	80	94	88	109	246	168

BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY CENTRAL LIBRARY

Tabelul 3.30 (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cuarțit slab mineralizat. Zlatna	349	570	442	36	55	46	80	120	100
Cuarțit. Stănija	450	1030	616	25	90	64	—	—	—
Cuarțit. Gura Barza	1302	1976	1725	173	206	189	—	—	—
Marmoră roșie. Moneasa	800	1400	1100	—	—	—	—	—	—
Marmură neagră Moneasa	700	1800	1200	—	—	—	—	—	—
Marmură cenușie. Moneasa	1000	1600	1400	—	—	—	—	—	—
Calcar cristalin. Moldova Nouă	150	830	630	54	69	62	92	123	102
Calcar recristalizat. Moldova Nouă	158	630	434	28	76	49	82	174	120
Calcar cristalin silicifiat. V1. Blaznei	907	1607	1150	50	116	93	125	135	—
Siderit. Ghelar	416	1524	1050	81	128	95	—	—	—
Banatit. Moldova Nouă	268	647	428	48	88	65	76	96	88
Banatit ușor alterat. Moldova Nouă	388	614	510	32	52	42	92	146	116
Banatit alterat. Moldova Nouă	97	410	275	22	65	37	—	—	—
Scarn mineralizat. Moldova Nouă	366	1082	725	25	70	44	84	104	93
Scarn nemineralizat. Moldova Nouă	162	244	203	23	30	26	24	83	73
Roci magmatice									
Bazalt. Ciungani Căzănești	987	2381	1720	150	275	212	348	418	384
Gabrou de Gruiu. Ciungani-Căzănești	176	412	276	29	37	31	79	124	101
Gabrou cu diopsid. Ciungani Căzănești	206	577	418	21	51	36	195	233	214
Andezit caolinizat. Baia de Arieș	—	—	351	—	—	22	—	—	—
Andezit brecifiat. Baia de Arieș	—	—	254	—	—	60	—	—	—
Andezit compact. Baia de Arieș	430	—	1070	60	—	120	—	—	220
Andezit silicifiat alterat. Baia de Arieș	—	—	1256	—	—	50	—	—	310
Andezit hidrotermalizat. Zlatna	444	494	466	37	57	46	—	—	—
Andezit puternic hidrotermalizat. Zlatna	554	1508	882	63	122	87	184	230	212
Andezit compact. Sîntimbru	420	620	500	70	83	75	120	150	140
Andezit piroxenic. Sîntimbru	613	1098	817	48	90	67	108	191	153
Andezit amfibolic. Stănija	—	—	867	—	—	69	—	—	—
Andezit alterat. Stănija	—	—	434	—	—	52	—	—	—
Andezit intens silicifiat. Stănija	—	—	282	—	—	29	—	—	—
Andezit silicifiat. Stănija	—	—	549	—	—	58	—	—	—
Andezit de Hondol. Săcărîmb	404	659	940	46	97	66	109	213	157
Andezit intens alterat. V1. Morii — Gura Barza	100	356	261	27	51	35	56	92	78

Tabelul 3.30. (continuare)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Andezit alterat. Vl. Morii — Gura Barza	570	862	723	52	96	67	90	171	133
Andezit compact. Vl. Morii — Bura Barza	851	1436	1103	104	126	112	126	153	123
Andezit compact. Certej	1600	1885	1740	98	126	105	—	—	—
Andezit slab alterat. Certej	611	896	744	48	51	50	—	—	—
Andezit intens alterat brecios cavernos. Certej	169	220	215	24	27	25	—	—	—
Andezit de Musariu. Brad.	385	1192	968	33	100	67	66	200	167
Andezit alterat. Suior	206	577	418	21	51	36	63	159	110
Dacit alterat caolinizat Roșia Montană	300	560	429	30	78	52	52	162	106
Dacit silicifiat Roșia Montană	428	1408	790	34	130	65	110	245	158
Dacit puternic silicifiat. Roșia Montană.	605	1230	910	58	92	70	111	168	142
Dacit puternic alterat. Roșia Montană	182	338	280	25	54	36	58	106	80
Brecie neagră (Glam). Roșia Montană	137	297	212	13	37	21	44	97	67
Brecie silicifiată. Roșia Montană	550	963	765	37	61	45	120	183	144
Brecie mineralizată. Zlatna	349	570	344	36	55	46	80	120	100
Brecie compactă. Baia de Arieș	—	—	270	—	—	23—60	—	—	—
Brecie mixtă Hondol. Săcărmb	131	270	203	23	34	28	—	—	—
Brecie mixtă. Roșia Montană	370	1550	845	40	105	72	—	—	—
Brecie alterată. Roșia Montană	122	632	280	8	71	29	30	160	120

Pentru o mai bună interpretare și corelare a datelor din acest tabel în tabelul 3.31 sînt prezentate și principalele proprietăți fizice ale acelorași roci.

Tabelul 3.31.

Valorile proprietăților fizice ale unor roci sedimentare, metamorfice și magmatice

Denumirea rocii și a localității de unde a fost recoltată	Greutatea specifică absolută, γ_s g/cm³	Greutatea specifică aparentă, γ_a g/cm³	Porozitatea, n %	Compactitatea, C %	Umiditatea, W %
0	1	2	3	4	5
ROCI SEDIMENTARE					
1. Roci detritice, cimentate					
Microconglomerat cu clemente mari. Anina-Miniș	2,73	2,58	6,40	93,60	0,87
Microconglomerat. Anina-Ponor	2,66	2,63	1,20	98,80	0,34
Microconglomerat cuarțos poros. Anina — Ponor	2,62	2,49	5,0	95,00	0,12

Tabelul 3.31 (continuare)

0	1	2	3	4	5
Microconglomerat cu elemente mari. Anina-Ponor	2,72	2,42	9,0	91,00	0,40
Microconglomerat cuarțos poros. Anina-Terezia	2,62	2,49	5,6	94,40	0,30
Microconglomerat grezos Cîrnic. Roșia Montană	2,84	2,20	22,5	77,50	2,15
Microconglomerat. Hondol Săcărîmb	2,68	2,52	6,7	93,3	0,18
Microconglomerat grezos. Roșia Montană—Cîrnic	2,84	2,20	22,5	77,50	1,15
Conglomerat. Zlatna-Fața Băii	3,13	2,74	19,0	81,00	—
Conglomerat. Hondol Săcărîmb	2,66	2,58	5,0	95,0	0,08
Conglomerat. Aninoasa	2,71	2,53	6,9	73,1	—
Gresie. Aninoasa	2,72	2,56	6,5	93,5	—
Gresie cuarțoasă micacee cărbunoasă Anina-Miniș	2,71	2,53	6,60	93,40	0,74
Gresie grosieră cuarțoasă micacee Anina-Miniș	2,72	2,58	6,20	93,80	1,10
Gresie fină argiloasă. Anina-Miniș	2,70	2,62	3,80	96,20	1,10
Gresie grosieră friabilă, Anina-Miniș	2,71	2,44	9,0	91.00	0,38
Gresie grosieră cuarțoasă micacee. Anina-Ponor	2,64	2,56	2,70	92,30	1,00
Gresie cuarțoasă micacee. Anina-Ponor	2,61	2,57	4,98	95,02	3,10
Gresie cuarțoasă micacee cărbunoasă. Anina-Ponor	2,56	2,47	4,50	95,50	1,21
Gresie fină argiloasă. Anina Ponor	2,60	2,53	6,60	93,40	0,50
Gresie. Petrila	2,69	2,55	5,30	94,7	1,73
Gresie grosieră friabilă rubanată. Anina-Ponor	2,65	2,48	6,20	93,80	0,90
Gresie fină slab consolidată. Anina-Ponor	2,66	2,48	6,70	93,30	0,50
Gresie fină consolidată. Anina-Ponor	2,64	2,56	3,0	97,0	0,58
Gresie grosieră cuarțoasă micacee. Anina-Terezia	2,65	2,51	5,4	94,60	0,65
Gresie grosieră cuarțoasă micacee cărbunoasă. Anina-Terezia	2,65	2,56	3,3	96,70	0,30
Gresie medie micacee. Anina-Terezia	2,66	2,59	2,60	97,40	0
Gresie fină argiloasă. Anina-Terezia	2,57	2,50	3,60	96,40	1,0
Gresie fină silicioasă. Anina-Terezia	2,66	2,58	3,0	97,0	0
Gresie grosieră friabilă rubanată. Anina-Terezia	2,71	2,44	9,0	91,0	0,38
Gresie medie consolidată. Anina-Terezia	2,66	2,53	5,0	95,0	0,75
Gresie cuarțitică. Stănija	2,70	2,56	5,6	94,4	0
Gresie cuarțitică. Hondol-Săcărîmb	2,66—2,72	2,46—2,56	7,5	92,5	0,15—0,20
Gresie fină. Hondol-Săcărîmb	2,77	2,54	8,3	91,7	0,13
Gresie cuarțitică. Doman	2,68	2,64	1,75	98,25	—
Gresie micacee. Doman	2,66	2,64	1,85	98,15	—

Tabelul 3.31 (continuare)

0	1	2	3	4	5
Gresie gălbuie friabilă. Anina Terezia	2,60	2,45	5,0	95,0	3,0
Gresie cuarțitică. Popești-Cluj.	2,85	2,53	11,3	88,7	2,5
Argilă. Aninoasa	2,68	2,59	7,2	92,8	—
Argilă grezoasă. Anina-Miniș	2,67	2,64	5,0	95,0	4,10
Argilă supraconsolidată. Anina-Miniș	2,70	2,64	5,6	94,40	3,60
Argilă grezoasă. Anina-Ponor	2,67	2,64	5,0	95,0	4,10
Argilă. Petrila	2,69	2,58	4,1	95,9	2,0
Argilă supraconsolidată. Anina-Ponor	2,70	2,64	5,6	94,40	3,60
Argilă grezoasă. Anina-Terezia	2,67	2,64	5,0	95,0	4,10
Argila supraconsolidată. Anina-Terezia	2,64	2,62	3,7	96,30	3,20
Argilit. Petrila	2,70	2,58	4,5	95,5	2,29
Marnă. Doman	2,73	2,67	2,25	97,75	—
Marnă grezoasă. Anina	2,66	2,65	0,70	99,30	0,32
Marnă calcaroasă. Anina	2,70	2,69	0,60	99,40	0,23
Marnă. Aninoasa	2,77	2,65	7,6	92,4	—
Marnă argiloasă diaclazată, Anina	2,69	2,56	5,3	94,70	0,87
Marnă argiloasă fosilizată. Anina	2,68	2,56	4,8	95,20	0,71
Marnă. Petrila	2,75	2,54	7,7	92,3	2,2
2. Roci de precipitație					
Sare cu conținut mic de insolubil. Slătioarele-Argeș	—	2,12	—	—	—
Sare cu conținut mediu de insolubil. Slătioarele. Argeș	—	2,03—2,10	—	—	—
Sare brecifiată. Slătioarele-Argeș	—	1,98—2,04	—	—	—
Sare gemă albă transparentă. Războieni	—	1,93—2,03	—	—	—
Sare gemă cenușie. Războieni	—	2,01—2,09	—	—	—
Sare albă. Slănic-Prahova	—	1,95—2,18	—	—	—
Sare cenușie. Slănic-Prahova	—	2,04—2,18	—	—	—
Sare vînătă. Slănic-Prahova	—	2,03—2,32	—	—	—
Cretă. Dobrogea	2,66	1,77	34,0	66,0	0,28
Travertin. Borsec	2,67	2,44	8,8	91,2	—
3. Roci organogene					
Calcar. Moldova Nouă	2,74	2,73	0,37	99,23	—
Calcar recifal. Sitorman	2,71	2,59	8	92,0	0,45
Calcar alb marmorean. Moldova Nouă	2,73	2,65	3	97,0	—
Calcar masiv. Moldova Nouă	2,87	2,83	2,2	97,8	—
Calcar fisurat. Moldova Nouă	2,99	2,91	2,7	97,3	—
Calcar dolomitic. Vl. Blaznei	2,83—2,88	2,78—2,86	2	98,0	—
Calcar dolomitic. Ghelar	2,82—2,97	2,78—2,89	2	98,0	—
Calcar silicifiat. Doman	2,71	2,70	0,8	99,20	—
Calcar organogen. Doman	2,71	2,67	3,0	97,0	—
Calcar marnos. Doman	2,72	2,65	4,30	95,7	—
Calcar. Doman	2,69	2,67	0,75	99,25	—

Tabelul 3.31 (continuare)

0	1	2	3	4	5
Calcar brecios diaclazat. Anina	2,69	2,64	2,3	97,70	0,34
Calcar marnos. Anina	2,69	2,56	5,3	94,7	0,87
Calcar brecios. Lespezi	2,69	2,67	1	99,0	—
Calcar compact cu diaclaze de calcit. Lespezi	2,69	2,68	0,5	99,5	—
Calcar omogen. Lespezi	2,70	2,67	1	99,0	—
Calcar brecios. Sitorman	2,71	2,59	8	92,0	0,45
Calcare. Palazu Mare	2,68—2,78	2,42—2,57	4,1—13,1	86,9—95,9	—
Dolomite cu structură microcristalină. Palazu Mare	2,81—2,85	2,68—2,80	1,1—5,7	94,3—98,9	—
Dolomit cu structură criptocristalină. Palazu Mare.	2,80—2,86	2,68—2,72	4	96,0	0,26—0,61
Huilă. Anina	1,42	1,36	8,7	91,3	5,0
Huilă cu șist cărbunos. Aninoasa	—	1,37	—	—	—
Huilă compactă. Aninoasa	—	1,36	—	—	—
Huilă friabilă. Aninoasa	—	1,33	—	—	—
Huilă cu tendință sideritică. Aninoasa	—	1,38	—	—	—
Huilă tectonizată. Petrila	—	1,23—1,35	—	—	—
Huilă slab tectonizată. Petrila	—	1,34	—	—	—
Huilă compactă. Petrila	—	1,30—1,53	—	—	—
ROCI METAMORFICE					
1. Roci cristaline					
Sisturi cristaline Moldova Nouă	2,85	2,68	6,00	94,0	—
Șist sericito-cloritos compact-Baia de Arieș	2,92	2,38	18,50	81,5	—
Șist sericitos cuarțitic Baia de Arieș	2,81	2,63—2,66	6,40	93,6	—
Șist sericito-cloritos — Vl. Blaznei	2,86—2,91	2,80—2,87	1,00—2,00	98,0—99,0	—
Șist cuarțitic — Vl. Blaznei	2,88	2,82	2,00	98,0	—
Șisturi clorito-sericitoase — Ghelar	2,81	2,75	2,10	97,9	—
Șisturi clorito-calcaroase — Ghelar	2,83—2,94	2,77—2,93	0,40—2,10	99,6—97,9	—
Șisturi cuarțitice sericitoase — Ghelar	2,87	2,76	4,00	96,0	—
Șisturi cuarțitice — Palazu Mare	2,70—2,80	2,68—2,79	0,40—0,70	99,3—99,6	—
Șisturi verzi — Palazu Mare	2,76	2,73	1,10	98,9	—
Șisturi micacee — Palazu Mare	2,75	2,70	1,8	98,2	—
Șist cuarțitic sericito-cloritos Vatra Dornei	2,79—2,81	2,56—2,74	2,5—8,2	97,5—91,8	—
Șist cuarțo-feldspatic — Vatra Dornei	2,77—2,80	2,12—2,56	8,6	91,4	—
Șist manganifer. Vatra Dornei	3,40—3,42	1,91—2,55	25,4—43,82	56,18—74,57	—
Șist manganifer cu silicați și carbonați. Vatra Dornei	3,52—3,68	3,41—3,60	1,41—6,83	93,17—98,59	—
Șist. Petrila	2,66	2,55	4,1	95,9	3,0
Șisturi cărbunoase bituminoase. Doman	2,69	2,36	10,6	89,4	—
Micașist cu granați și disten. Negovanu	3,00	2,89	—	—	0,76

Tabelul 3.31 (continuare)

0	1	2	3	4	5
		2. Roci însoțitoare			
Cuarțit mineralizat. Zlatna	3,83	3,73	2	98	—
Cuarțit slab mineralizat. Zlatna	3,17	2,80	12	88	—
Cuarțit. Stănija	2,99	2,85	4,7	95,3	—
Cuarțit. Gura Barza	3,73	3,71	1	99,0	—
Marmură roșie. Moneasa	2,72—2,75	2,68—2,72	0,92	99,08	0,13
Marmură neagră. Moneasa	2,74—2,76	2,70—2,75	0,99	99,01	0,22
Marmură cenușie. Moneasa	2,72—2,75	2,70—2,72	1,12	98,88	0,16
Calcar cristalin. Moldova Nouă	2,74	2,67	3	97,0	1,5
Calcar necristalizat. Moldova Nouă	2,80	2,69	4,4	95,6	—
Calcar cristalin silicifiat. Vl. Blaznei	2,80—2,85	2,77—2,78	2	98,0	—
Siderit. Ghelar	3,37—3,70	3,29—3,65	1,9	98,1	—
Banatit. Moldova Nouă	2,78—2,81	2,66	5,00	95,0	0,5
Banatit ușor alterat. Moldova Nouă	2,75	2,65	3,6	96,4	—
Banatit alterat. Moldova Nouă	2,81	2,60	7,5	92,5	—
Scarn mineralizat. Moldova Nouă	2,72	2,62	4	96,0	6,12
Scarn mineralizat. Moldova Nouă	2,70	2,55	5	95,0	—
Scarn. Moldova Nouă	2,75	2,69	3,2	96,8	—
		ROCI MAGMATICE			
Bazalt — Ciungani Căzănești	2,85—2,91	2,82—2,90	1	99	—
Gabrou de Gruiu — Ciungani Căzănești	2,64—2,94	2,63—2,92	0,4	99,6	—
Gabrou cu diopsid — Ciungani Căzănești	2,6—2,68	2,52—2,53	2,7—6,0	94—97,3	—
Andezit caolinizat — Baia de Arieș	2,86	2,45	14,4	85,6	—
Andezit brecifiat — Baia de Arieș	2,77	2,35	15,2	84,8	—
Andezit compact — Baia de Arieș	2,78—2,85	2,45—2,68	3,5—14	96,5—86	—
Andezit silicifiat alterat Baia de Arieș	3,07	2,8	8,8	91,2	—
Andezit hidrotermalizat — Zlatna	2,74	2,23	20	80	—
Andezit puternic hidrotermalizat Zlatna	2,86	2,63	9	91	—
Andezit compact — Sîntimbru	2,66	2,23	16	84	—
Andezit piroxenic — Sîntimbru	2,67	2,66	0,37	99,63	—
Andezit amfibolic — Stănija	2,67	2,65	0,8	99,2	—
Andezit alterat — Stănija	2,75	2,70	1,5	98,5	—
Andezit intens silicifiat — Stănija	2,98	2,85	4,4	95,6	—
Andezit silicifiat — Stănija	2,81	2,64	6,1	93,9	—
Andezit de Hondol — Săcărîmb	2,73	2,58	5,5	94,5	0,48
Andezit intens alterat Valea Morii — Gura Barza	2,77	2,40	13,5	86,5	0,60
Andezit alterat Valea Morii — Gura Barza	2,80	2,61	7,3	92,7	0,90
Andezit compact — Valea Morii	2,74	2,68	2,7	97,3	0,87
Andezit compact — Certej	2,77	2,68	3,3	86,7	0,88
Andezit slab alterat — Certej	2,75	2,59	5,8	94,2	0,18

Tabelul 3.31 (continuare)

0	1	2	3	4	5
Andezit intens alterat brecios cavernos — Certej	2,67	2,00	25,1	74,9	0,88
Andezit de Musariu — Brad	2,70—2,87	2,60—2,73	4,7	95,3	—
Andezit alterat — Suior	2,61—2,68	2,52—2,53	3,1—6	86,9—94,0	—
Dacit alterat caolinizat-Roșia Montană	2,76	2,39	13,4	86,6	0,58
Dacit silicifiat — Roșia Montană	2,79	2,43	12,9	87,1	0,47
Dacit puternic silicifiat Roșia Montană	2,60—2,71	2,40—2,52	8	92,0	—
Dacit puternic alterat Roșia Montană	2,64—2,75	2,39—2,46	11	89,0	—
Brecia neagră (Glam) Roșia Montană	2,72	2,19	19	81,0	0,13
Brecie silicifiată — Roșia Montană	2,77	2,36	15	85,0	0,47
Brecie mineralizată. Zlatna	3,09	2,74	11	89,0	—
Brecie compactă. Baia de Arieș	2,79—2,84	2,37—2,45	12,2—16,6	83,4—97,8	—
Brecie mixtă. Hondol Săcărîmb	2,64	2,44	7,6	92,4	0,10
Brecie mixtă. Roșia Montană	2,62—2,71	2,42—2,52	4—10	90—96,0	—
Brecie alterată. Roșia Montană	2,65	2,10—2,42	10—30	90—70,0	0,3—11,0

Rezultatele obținute la solicitarea în condiții de compresiune triaxială a 58 de tipuri de roci prelevate de asemenea din diferite regiuni ale țării, sînt prezentate în graficele din fig. 3.128—3.130.

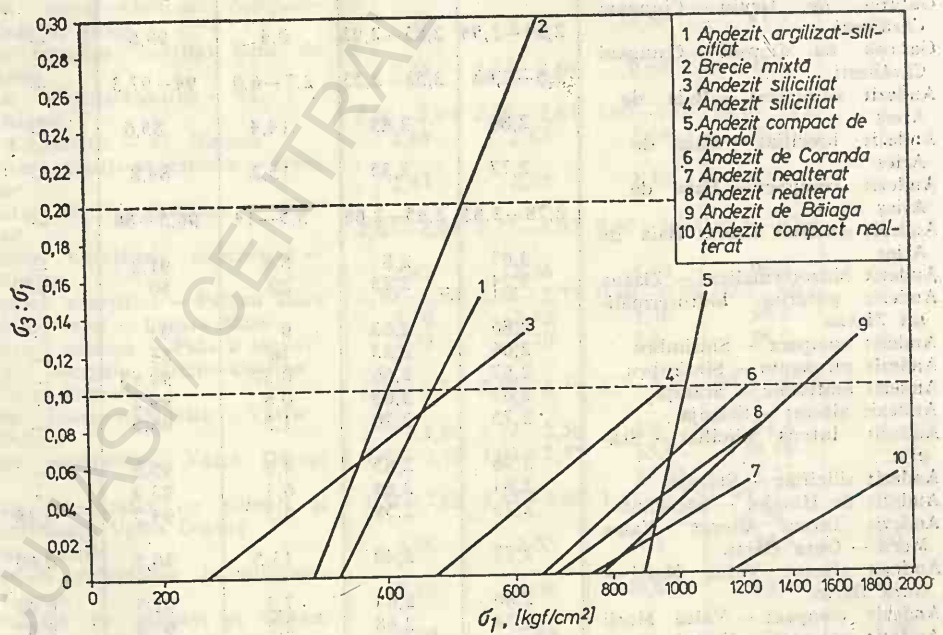


Fig. 3.128. Variația rezistenței la compresiune triaxială a unor roci eruptive, în funcție de raportul tensiunilor principale σ_3/σ_3.

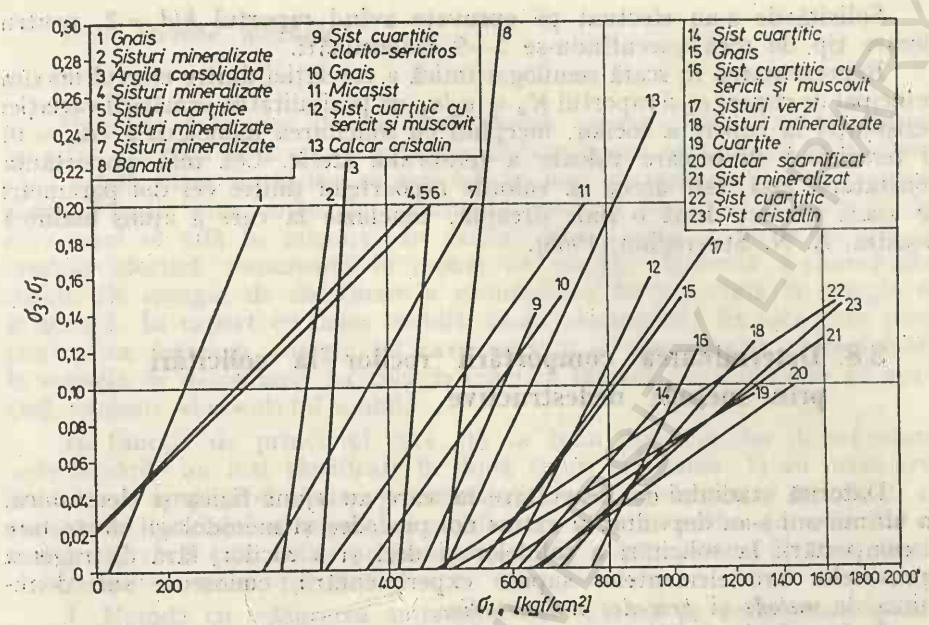


Fig. 3.129. Variaţia rezistenţei la compresiune triaxială a unor roci metamorfice, în funcţie de raportul tensiunilor principale σ_3/σ_1.

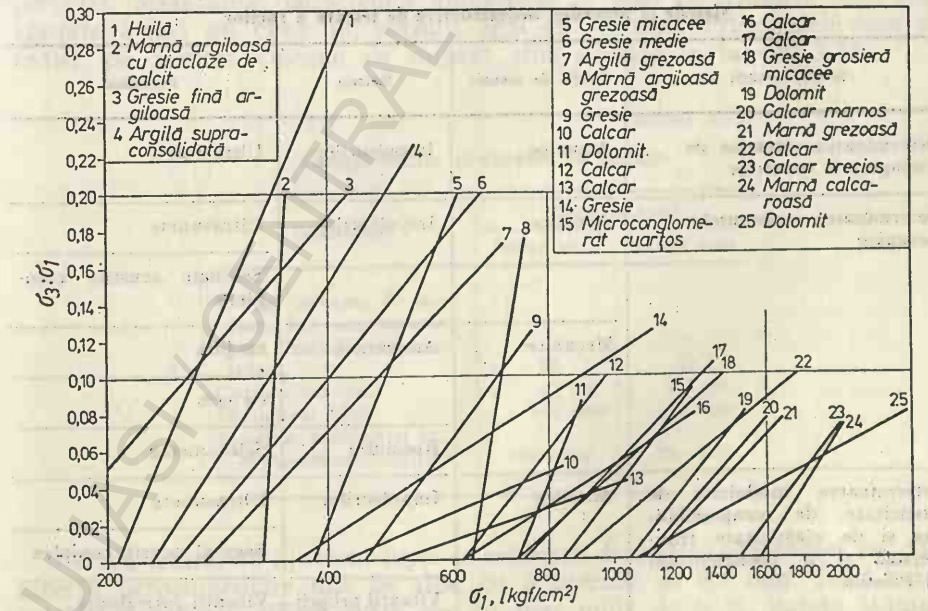


Fig. 3.130. Variaţia rezistenţei la compresiune triaxială a unor roci sedimentare, în funcţie de raportul tensiunilor principale σ_3/σ_1.

BCU ASTRO CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Solicitările s-au efectuat pe epruvete avînd raportul $h/d = 2$, pentru fiecare tip de rocă executîndu-se 3—9 determinări.

Reprezentarea în scară semilogaritmică a corelației dintre efortul maxim principal de rupere σ_1 și raportul $K_0 = \sigma_3/\sigma_1$, dă posibilitatea urmăririi variației rezistenței la rupere a rocilor, începînd cu solicitarea monoaxială ($K_0 = 0$) și terminînd cu oricare valoare a tensorului sferic. Cea mai importantă constatare, însă, este aceea că valorile rapoartelor dintre cei doi parametri se așază perfect după o linie dreaptă, concluzie la care a ajuns înaintea noastră, A. N. Stavroghin (1968).

3.8. Determinarea comportării rocilor la solicitări prin metode nedestructive

Datorită stadiului de dezvoltare la care au ajuns fizica și electronica, în ultimii ani s-au dezvoltat și extins noi procedee și metodologii de testare a comportării la solicitări a solidelor și deci și a rocilor, fără distrugerea epruvetelor sau elementelor supuse experimentării, cunoscute sub denumirea de *metode* și *procedee nedestructive*.

În funcție de scopul urmărit, metodele și procedeele nedestructive pot fi grupate atunci cînd este vorba despre roci, așa după cum se arată în tabelul 3.32.

Tabelul 3.32.

Metode și procedee nedestructive de testare a rocilor

Scopul testării	Grupa de metode	Metoda	Procedeul
Determinarea vitezelor de propagare a sunetelor	Acustice	Impulsurilor	Ultrasunete
Determinarea rezistențelor mecanice	Acustice	Impulsurilor	Ultrasunete
			Semnale acustice complexe
	Mecanice	Amprentei	cu bilă
			cu con
		Reculului	Sclerometru
Determinarea modulelor de elasticitate, de compresibilitate și de elasticitate transversală și a coeficientului lui Poisson	Acustice	Impulsurilor	Ultrasunete
			Semnal acustic complex
		Vibrații proprii	Vibrații întreținute
			Prin șoc

3.8.1. Metode mecanice

Metodele mecanice dau indicații locale și superficiale numai despre un strat din rocă de 2—3 cm grosime. Determinarea se bazează pe legătura care există între duritatea superficială a rocii și rezistența sa la compresiune. Practic este vorba de rezultatele ciocnirii dintre două corpuri, din care unul se află în mișcare. În cadrul determinării se poate măsura fie energia elastică remanentă în raport cu energia incidentă a elementului mobil, fie energia de deformare a elementului fix raportată la energia de incidență. În raport cu masa mobilă, masa elementului fix este prea mare pentru ca întreaga energie pe care aceasta o absoarbe să se regăsească în energia de deformare, iar energia cinetică rămasă după ciocnire să aparțină exclusiv elementului mobil.

În funcție de principiul care stă la baza operațiunilor de măsurare, determinările au fost clasificate în două tipuri și anume: 1) cu măsurarea urmei sau amprentei lăsate pe suprafața rocii de elementul mobil; 2) cu măsurarea reculului elementului mobil care a lovit proba de rocă. Cu cît rezistența rocii este mai mare, cu atît scade după ciocnire și urma lăsată de elementul mobil pe rocă.

1. Metoda cu măsurarea amprentei se bazează pe determinarea energiei consumate de elementul mobil al unui dispozitiv de izbire, prin intermediul urmei lăsate în rocă în timpul ciocnirii. Dispozitivul, cunoscut și sub denumirea de sclerometru, este constituit dintr-un piston prevăzut în vîrf cu o bilă de oțel de calitate superioară și un resort ce servește la percuție. Măsurarea diametrului amprentei se face cu ajutorul unei lupe gradate avînd un cîmp de măsură egal cu 10 mm. Principalele caracteristici ale acestor ciocane cu impact sînt arătate în tabelul 3.33.

Tabelul 3.33.

Caracteristicile ciocanelor cu impact

Caracteristici	Ciocan cu resort	
	Impact total	Impact redus
Lucrul mecanic de impact, kgf · cm, realizat prin destinderea resortului	50	12,5
Cursa ciocanului	5 cm	2,5 cm
Diametrul bilei	10 mm	10 mm
Limitele rezistenței la compresiune, kgf/cm²	100—600	50—200

După izbire, cu ajutorul lupei se măsoară diametrul amprentei pe două direcții perpendiculare una pe alta, cu o precizie de 0,1 mm. Dacă rezultatele măsurătorii diferă între ele cu mai mult de 20%, datele obținute nu sînt luate în calcul. Pentru a elimina influența gravitației, atunci cînd determinarea se face de jos în sus valoarea citită se majorează cu 5% și

se diminuează cu același procent atunci cînd se execută de sus în jos. În cazul în care amprenta nu are diametrul cuprins între 30 și 70% din diametrul bilei, metoda nu este operațională. Pentru determinarea rezistenței la compresiune, valorile medii ale amprentei sînt transformate prin intermediul unei diagrame de etalonare, în valori de rezistență.

Determinarea unei valori medii de rezistență la compresiune necesită cel puțin 10 măsurători cu un coeficient de variație ce nu trebuie să depășească ±8%.

2. Metoda cu recul se bazează pe măsurarea reculului unui ciocan mobil acționat de un sistem de resorturi, în urma ciocnirii sale cu roca. În funcție de mărimea energiei de impact, în prezent se construiesc trei tipuri de ciocane-sclerometru cu recul liniar și anume:

tip L cu energie de impact de 0,075 kgf.m

tip M cu energie de impact de 3,000 kgf.m

tip N cu energie de impact de 0,225 kgf.m.

Etalonarea dispozitivului se realizează cu ajutorul unui bloc de oțel cu masă mare și cu o rezistență de minimum 450 kgf/mm². Pentru ca rezultatele determinărilor să fie cît mai bune, este necesar ca:

— suprafețele pe care se fac testările să fie perfect netede, fără pori vizibili și cît mai îndepărtate de muchii;

— numărul punctelor de testare pe o suprafață de 20 × 20 cm, să fie cuprins între 5 și 10, iar distanța între punctele de determinare, să fie de cel puțin 2 cm.

Cu ajutorul indicilor de recul măsurați în timpul determinării din diagramele de etalonare ale aparatului, se extrag valorile rezistenței aproximative la compresiune (fig. 3.131). Avînd în vedere principiul pe care se

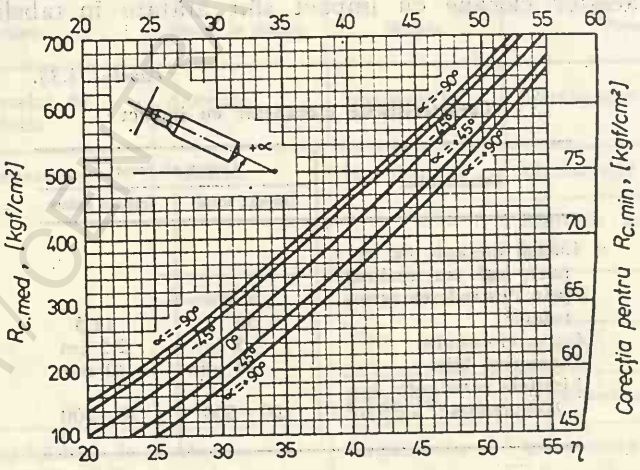


Fig. 3.131. Diagrama de transformare a indicelui de recul în rezistență la compresiune.

bazează cele două metode, valorile obținute trebuie considerate ca orientative și ca atare nu pot fi comparate sau opuse determinărilor care au la bază proprietățile de adîncime ale rocilor.

Cu toate că metodele mecanice sînt cele mai vechi și cele mai ieftine dintre testările nedestructive, ele nu au reușit să se impună și au fost depășite din punct de vedere al aplicabilității de metodele acustice.

3.8.2. Metode acustice

Bazată pe interdependența dintre proprietățile acustice și cele fizico-mecanice ale solidelor, metoda acustică cu impulsuri ultrasonore a luat o largă răspîndire în cercetarea proprietăților „nevăzute" ale rocilor. Față de metodele clasice, destructive, acest gen de testări prezintă următoarele avantaje:

— dau posibilitatea să se obțină informații nu numai despre caracteristicile fizico-mecanice dar și asupra omogenității, izotropiei sau anizotropiei elementelor de rocă cercetate, fără ca acestea să fie distruse;

— determinările pot fi repetate pe aceeași epruvetă sau element din masiv, ori de cîte ori este nevoie, iar de cele mai multe ori este suficient accesul numai pe una din fețele corpului testat;

— metodologia și aparatura utilizată pentru efectuarea testărilor este aceeași în laborator ca și pe teren;

— testările nedestructive se execută într-un timp scurt și sînt mai economice decît cele clasice.

— dau posibilitatea să se stabilească cu precizie dacă în masa rocilor sînt prezente sau absente suprafețele de minimă rezistență, fisurile și golurile de orice fel;

Ultrasunetele, sînt vibrații sonore, elastice, ce se propagă sub formă ondulatorie cu frecvențe cuprinse în gama sonoră. Nu pot fi percepute de urechea omenească din cauza frecvenței lor ridicate ($1{,}6 \cdot 10$ Hz...10^{10} Hz).

Metoda de testare cu ajutorul impulsurilor constă din emiterea cu intermitență a unor vibrații ultrasonore și recepționarea lor după ce s-au propagat în masa unui corp. În funcție de gradul de omogenitate al rocilor cercetate, de dimensiunile elementelor supuse încercării și de numărul suprafețelor accesibile, tehnica de examinare se bazează pe transmisia sau reflexia ultrasunetelor.

După direcția de mișcare a particulelor care vibrează în masa corpului față de direcția de propagare a undelor, în solide au fost identificate mai multe tipuri de unde și anume:

— unde longitudinale, caracterizate prin faptul că direcția de mișcare a particulelor coincide cu direcția de propagare a undei. Aceste unde se propagă în medii tridimensionale infinite și dau naștere la eforturi și deformații de întindere-comprimare;

— unde de dilatare sau cvasilongitudinale, asemănătoare cu primele, dar cu o direcție de mișcare a particulelor normală pe direcția de propagare a undelor. Se propagă numai în bare;

— unde transversale, cu direcția de mișcare a particulelor perpendiculară pe direcția de propagare a undei. Acestor unde le corespund deformațiile de alunecare din material;

— unde de suprafață sau unde Reyleigh, asemănătoare cu undele ce se formează pe suprafața apei după căderea unui corp. Apar pe suprafața liberă și sînt rezultatul atît al deformațiilor de compresiune și întindere, cît și al celor de alunecare.

Ultrasunetele se propagă în masa corpurilor cu viteze ce sînt direct proporționale cu lungimea de undă λ și cu frecvența f și invers proporționale cu perioada T, adică

$$V = \lambda \cdot f = \frac{\lambda}{T} \tag{3.176}$$

Notînd cu d mărimea laturii mici a corpului, latură a cărei poziție în timpul testării trebuie să fie transversală pe direcția de propagare a undelor, în cazul unui mediu tridimensional infinit lungimea de undă a ultrasunetului trebuie să fie mai mică decît această mărime, adică $d > (2...4)\lambda$, spre deosebire de corpurile în formă de bară, pentru care condiția este ca $d < \lambda$. Ținînd cont de aceste considerente, dimensiunile epruvetelor de rocă pentru testare, trebuie să fie alese în funcție de frecvența aparatului, știut fiind că influența alungirii și contracției produse de solicitări nu poate fi neglijată.

Practic, testările nedestructive prin metoda impulsurilor constau din măsurarea timpului de propagare în masa epruvetelor sau a masivului de roci a undelor longitudinale și a celor transversale.

Viteza longitudinală V_L în cazul rocilor omogene se determină, de obicei, prin metoda reflexiei (fig. 3.132) și atunci:

$$V_L = \frac{2 \cdot l}{t_r} \text{ [m/s]} \tag{3.177}$$

în care l este lungimea probei, în cm; t_r — timpul, în secunde, citit la aparat între două reflexii succesive.

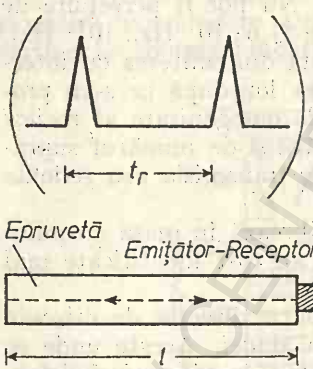


Fig. 3.132. Determinarea vitezei longitudinale de propagare prin metoda reflexiei.

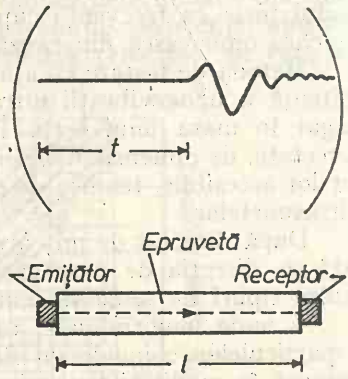


Fig. 3.133. Determinarea vitezei longitudinale de propagare prin metoda transmisiei.

În cazul în care viteza longitudinală se determină prin transmisie (fig. 3.133), procedeu aplicat în exclusivitate corpurilor eterogene, relația de calcul va fi următoarea:

$$V_L = \frac{l}{t} \text{ [m/s]} \tag{3.178}$$

în care t este timpul scurs de la emisia pînă la recepția semnalului, în secunde.

Viteza de propagare a undelor transversale în medii omogene se determină cu ajutorul unui set de emițători-receptori prismatici de zero. După emitere, prin schimbarea mediului de propagare se produce refracția undelor, din cauza căreia propagarea are loc nu numai în sens longitudinal ci și transversal.

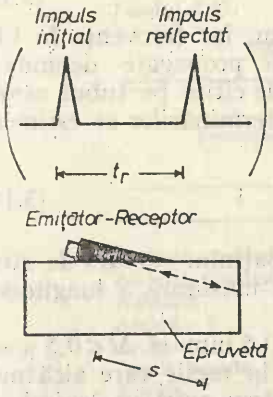


Fig. 3.134. Determinarea vitezei transversale de propagare prin metoda reflexiei.

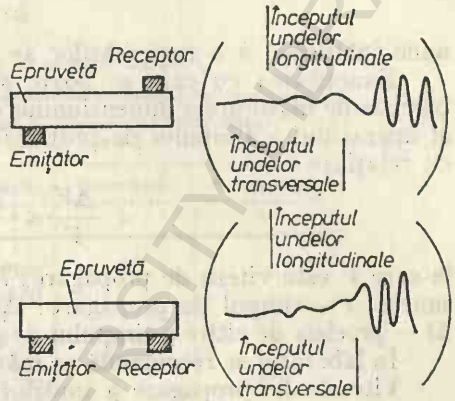


Fig. 3.135. Determinarea vitezei transversale de propagare, prin metoda transmisiei.

Pentru determinarea vitezei de propagare a undelor transversale în medii omogene se procedează așa cum se arată în fig. 3.134 și se utilizează relația:

$$V_T = \frac{2 \cdot S}{t_r} \text{ [m/s]} \tag{3.179}$$

în care S este spațiul parcurs de undele transversale.

În medii eterogene, din cauză că nu este posibil să se separe complet undele transversale de cele longitudinale, determinarea vitezei de propagare a undelor transversale se face numai prin transmisie, după schema prezentată în fig. 3.135 și se utilizează următoarea relație:

$$V_T = \frac{S}{t} \text{ [m/s]} \tag{3.180}$$

În timpul propagării undelor prin masa corpurilor supuse încercării, are loc o atenuare a acestora, datorită transmiterii către masa mediului parcurs a unei părți din energia inițială. În rocile amorfe, atenuarea provine din pierderile prin absorbție, cînd o parte din energia acustică se transformă în energie termică, în timp ce la propagarea undelor prin roci eterogene, pe lîngă acest fenomen se produce și un număr mare de reflexii și refracții care determină o puternică împrăștiere (dispersie) a energiei inițiale și deci o creștere a coeficientului de atenuare. Aceste pierderi de energie acustică influențează sensibilitatea măsurătorilor și limitează grosimea corpurilor ce pot fi examinate. Din acest motiv, la alegerea aparaturii pentru experimentări, trebuie avut în vedere că o sensibilitate bună se obține prin utilizarea ultrasunetelor cu o frecvență mai mare, în timp ce pentru o adîncime de pătrundere mare, este nevoie de o frecvență mai joasă.

Suprafețele pe care se aplică palpatorii trebuie să fie cît mai bine prelucrate iar ca mediu cuplant pentru eliminarea aerului dintre palpatori și probă se recomandă utilizarea unei unsori minerale consistente sau a plastilinei. În cazul suprafețelor rugoase trebuie avut grijă ca frecvența ultrasunetelor să fie cît mai joasă pentru a satisface egalitatea

$$h \cdot f = 0{,}025 \qquad (3.181)$$

unde înălțimea h a rugozităților se exprimă în mm, iar frecvența în kHz.

Exactitatea cu care se poate stabili viteza de propagare depinde de precizia de măsurare a dimensiunilor epruvetelor și de citire pe tubul catodic al aparatului a timpului de propagare. Precizia determinărilor se estimează cu relația:

$$\frac{\Delta V}{V} \leqslant \left|\frac{\Delta l}{l}\right| + \left|\frac{\Delta t}{t}\right| \qquad (3.182)$$

în care V este viteza de propagare; l — lungimea spațiului parcurs de ultrasunete; t — timpul de propagare; Δl — precizia de măsurare a lungimilor; Δt — precizia de citire a timpului de propagare.

În laborator se recomandă ca mărimea $\Delta l \leqslant \pm 0{,}5$ mm și $\Delta t \leqslant 0{,}5$ μ sec.

Vitezele de propagare a undelor longitudinale în rocile care alcătuiesc scoarța terestră au un domeniu de variație a cărui mărime depinde, în afara factorilor enumerați mai sus, și de compactitatea și porozitatea rocilor,

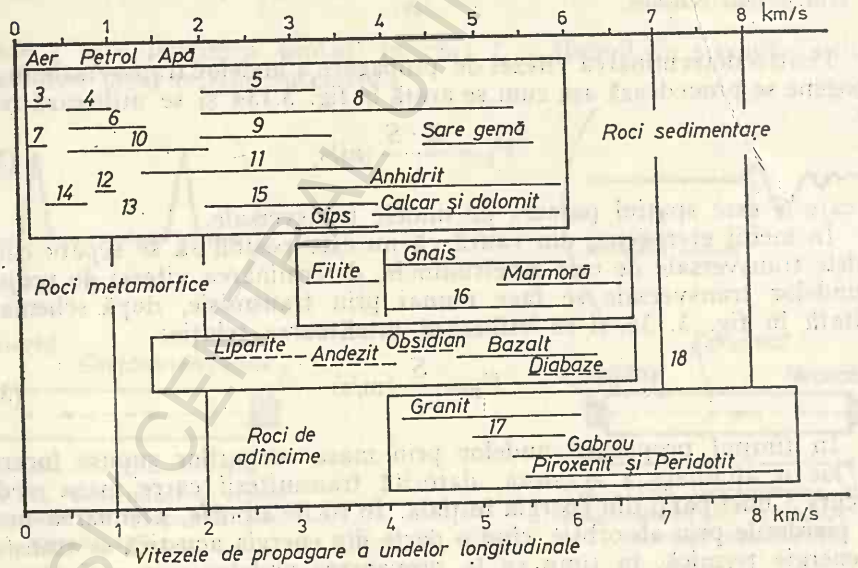


Fig. 3.136. Vitezele de propagare în roci a undelor longitudinale (după P. Niggli):
1 — gheață de mare; *2* — gheață de ghețar; *3* — nisip afînat; *4* — prundiș; *5* — marnă moale; *6* — pietriș saturat; *7* — loes; *8* — șisturi argiloase; grauwacke și cuarțite; *9* — molasă periaspină; *10* — nisipuri și argile refractare; *11* — argilă, gresie și marnă; *12* — lignit; *13* — huilă; *14* — soluri; *15* — calcar marnos; *16* — roci cristaline în general; *17* — granit; *18* — roci efuzive.

de unghiurile de incidență cu suprafețele de minimă rezistență din masa rocilor, de conținutul în apă și de natura particulelor componente. O reprezentare sugestivă a modului de variație a acestor unde a fost concepută de P. Niggli (fig. 3.136).

Comparînd între ele rezultatele obținute de diverși cercetători (tabelul 3.34) cît și datele cuprinse în fig. 3.136, se constata că vitezele de propagare a undelor elastice în roci sînt mai mari în rocile bazice decît în cele acide și mai mici în rocile sedimentare decît în rocile metamorfice și magmatice.

Tabelul 3.34.

Vitezele de propagare a undelor elastice

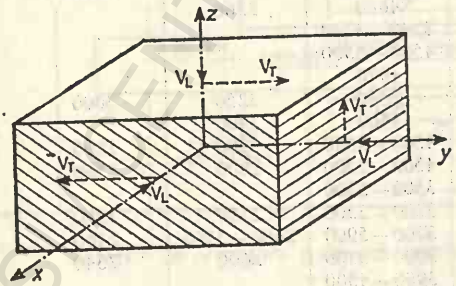
Denumirea	Vitezele de propagare a undelor elastice în m/s		
	longitudinale	transversale	de suprafață
1	2	3	4
Andezit amfibolic	5700—5900		
Andezit piroxenic	4200—4600		
Anhidrit	5000		
Andezie ||	6500	3610	
Ardezie	5870	2800	
Argile umede	1500—1700		210
Argilit	3500—5500		
Alamă	4430	2120	2880
Aluminiu	6210	3080	2890
Argint	3600	1590	
Aur	3240	1200	
Bazalt	4500—6500	3140	
Barită	4020		
Beriliu	12800	8710	
Bismut	2180	1100	
Bronz	4430	1120	
Calcar cretos	2000—2800	1300—1600	
Calcar cristalin	3500—5600		
Calcar sedimentar	4700—6300	2500	2300
Calcar grezos	5250—5400		
Cărbune brichete	3700	2000	
Cuarțit	4900—5600	3800	3400
Cupru	4660	2266	
Dacit	3240—3740		
Dolerit	4500—6500		
Diabaz	4970		
Fier	5850	3250	3000
Fontă	4500	2400	
Gabrou	4500—6500	3200	2890
Granit	4500—5500	2800	2560
Granodiorit	3500—5500		
Gips	3200—3500	2160	1980
Gneis	3200—5900	2400—3300	2160
Gresie	3000—5300	2600	2340
Gresie micacee	3900—4500		
Gresie compactă	5300—5700		
Limonit	1830		
Loes	600—900		
Mică	7700	3160	
Micașist	3200—4000		
Marno-calcar	5200—5800		
Marmură	3500—6000	2700—3260	2410
Microconglomerat cuarțos	3000		
Mangan	4660	2350	

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITARĂ

Tabelul 3.34. (continuare)

1	2	3	4
Molibden	6290	3350	
Mercur	1451		
Nisip	600—1800		320
Nichel	5630	2960	
Oțel	5850	3230	
Platină	3960	1670	
Plumb	2160	700	
Sare gemă Slănic	3000—4600		
Sare gemă Tg. Ocna	4000—6000	1050—1975	
Siderit	6000—6200		
Șisturi cuarțitice	4900—5800		
Șisturi marnoase	4400—4800		
Scarn	3500—5900		
Staniu	3320	1670	
Titan	6100	3120	
Tungsten	5180	2870	
Wolfram	5460	2620	
Zinc	4170	2410	

O influență deosebită asupra mărimii vitezelor de propagare o are orientarea direcției lor de transmitere față de direcția suprafețelor de minimă rezistență cuprinse în masa rocilor. De exemplu, propagarea undelor perpendicular pe direcția de stratificație în sarea gemă de la Slănic se face cu o viteză cu circa 5% mai mică decît atunci cînd transmiterea se face paralel. În fig. 3.137 se prezintă tot pentru exemplificare rezultatele obținute pe o probă de sare gemă prelevată din salina Moldova Nouă de la Tîrgul Ocna, iar în fig. 3.138 variația vitezelor longitudinale de propagare a undelor



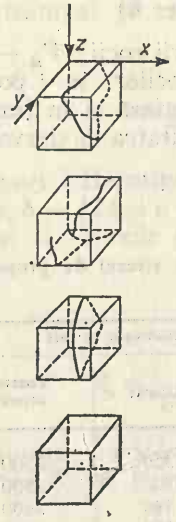
Direcția	Viteza de propagare	
	V_L	V_T
X	4638	1325
Y	4611	1041
Z	4563	1322

Fig. 3.137. Variația vitezelor longitudinale și transversale, la propagarea ultrasunetelor printr-o prismă de sare gemă.

prin 4 probe de granit colectate din fundamentul barajului Kurobegawa din Japonia.

Raportul dintre viteza de propagare a undelor, paralel cu stratificația și viteza acelorași unde orientate perpendicular pe stratificație este întot-

deauna o mărime supraunitară, cunoscută și sub denumirea de coeficient de anizotropie. În tabelul 3.35 se dau comparativ cîteva din valorile experimentale obținute de diferiți cercetători.



Direcția	Viteza m/s	
	uscat	umed
x	2920	4470
y	3390	4900
z	3500	4900
x	2840	3660
y	3320	4370
z	3410	4530
x	2770	3940
y	3260	4820
z	3320	4920
x	3550	4500
y	3580	4630
z	3630	4640

Fig. 3.138. Influența fisurației asupra vitezei longitudinale de propagare a ultrasunetelor, prin 4 probe de granit colectate din fundamentul barajului Kurobegawa din Japonia.

Așa după cum se constată și din datele prezentate în fig. 3.138, viteza de propagare a undelor este influențată și de umiditate și aceasta datorită faptului că în aer la 0°C viteza de propagare este de 331 m/s, crescînd la +10°C pînă la 337 m/s, în timp ce în apă la +8°C viteza longitudinală de propagare este de 1435 m/s și crește pînă la 3900 m/s atunci cînd tem-

Tabelul 3.35.

Valorile coeficientului de anizotropie determinate cu ajutorul ultrasuntelor

Roca	Viteza longitudinală de propagare, m/s.		Coeficientul de anizotropie, $V_{\parallel}/V_{\perp}$
	Paralel	perpendicular	
Calcar	5300	5100	1,04
Gresie	3800	3200	1,19
Marnă	4300	2900	1,10
Serpentină	4600	3800	1,18
Sare gemă	4638	4563	1,04

peratura apei scade la —4°C. În astfel de cazuri, viteza de propagare determinată prin măsurători este dată de formula

$$V = \frac{V_a \cdot V_m}{V_m \cdot n + V_a + 1 - n)} \qquad (3.183)$$

V_a este viteza de propagare a undelor prin porii rocii; V_m — viteza de propagare a undelor prin scheletul mineral al rocilor; n — porozitatea rocii.

Viteza de propagare a undelor prin roci variază și în funcție de gradul de alterare a componenților minerali și de intensitatea de dezvoltare a fisurilor (tabelul 3.36).

Tabelul 3.36.

Influența gradului de alterare a rocilor asupra vitezei de propagare a ultrasunetelor

Denumirea rocii	Viteza longitudinală în m/s		
	Compact nealterat	Alterat	Foarte alterat
Gresie	4920	3560	2500
Granodiorit	4990	3700	2800
Scarn	5900	4340	3400
Microconglomerat	4130	3560	3210

Identificarea comportamentului rocilor la solicitări, prin utilizarea metodelor clasice de testare, este întotdeauna însoțită de distrugerea structurii și legăturilor moleculare dintre particulele elementare de rocă. Din acest motiv, epruvetele nu pot servi decît pentru un singur experiment, materialul sfărîmat din punct de vedere mecanic fiind utilizabil după aceea numai la stabilirea caracteristicilor fizico-chimice.

Mărimea deformațiilor remanente datorate redistribuirilor de tensiuni nu numai că nu poate fi pusă în evidență, dar ceea ce se măsoară pe elementele de rocă detașate din masiv este departe de situația din natură.

În timpul solicitărilor, particulele care intră în componența rocilor se opun acțiunii care tinde să le modifice starea inițială de tensiuni. Dacă în timpul solicitărilor statice procesul fizic ce se produce în masa rocii este izoterm, în timpul propagării ultrasunetelor nu sînt posibile schimbări de energie cu mediul înconjurător și procesul fizic este adiabatic.

Datorită timpului scurt de acționare, testările prin impulsuri ultrasonore fac parte din categoria solicitărilor dinamice. Propagarea undelor se face printr-o succesiune de comprimări și destinderi, amplitudinea unei comprimări fiind întotdeauna egală cu amplitudinea unei destinderi.

Relația de legătură dintre ultrasunete și rezistența la compresiune a rocilor nu este nici simplă și nici univocă. Influențele diferiților factori chimici, fizici sau mecanici, se reflectă într-o mulțime de rezultate ce par la prima vedere lipsite de corespondență. Cum valorile ce caracterizează fiecare tip de solicitare au tendința de grupare în jurul unui centru ce poate fi exprimat printr-o valoare unică, prin analiza și prelucrarea atentă a datelor

experimentale se constată că distribuția vitezelor de propagare a ultrasunetelor și a rezistențelor la compresiune, urmează legi cunoscute, care fac posibilă stabilirea unor relații de legătură.

La început, aceste corelații au fost căutate pentru betoane și cu timpul au fost extinse și asupra rocilor. Una din primele corelații propuse, aparține cercetătorilor francezi și este de forma

$$V_L = a + b\sqrt{R_c - c} \tag{3.184}$$

adică:

$$R_c = c + \left(\frac{V_L - a}{b}\right)^2 \tag{3.185}$$

După Robert l'Hermite (1953) pentru roci valorile acestor coeficienți sînt: $a = 1385$, $b = 124$ și $c = 15$. Pentru rocile din bazinul Kuzbas (URSS), V. Rjevski și G. Novik (1973) indică o relație experimentală de forma

$$R_c = \frac{a}{b - V_L} - c \tag{3.186}$$

adică:

$$R_c = \frac{45 \cdot 10^5}{6120 - V_L} - 800 \quad [\text{kgf/cm}^2] \tag{3.186'}$$

Aceiași autori consideră că în cazul rocilor, limitele de variație corelației dintre R_c și V_L se găsesc în domeniul prezentat în fig. 3.139 și relația

$$1{,}12 \cdot 10^{-6} \cdot V_L \cdot \gamma \leqslant R_c \leqslant 5{,}6 \cdot 10^{-6} \cdot V_L^2 \cdot \gamma \tag{3.187}$$

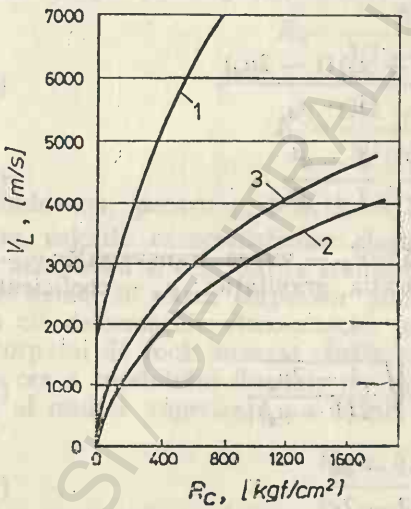


Fig. 3.139. Dependența dintre viteza longitudinală de propagare a undelor elastice și rezistența la compresiune a rocilor (după I. V. Rjevschi și G. Novik, 1973):
1 — limita superioară; *2* — limita inferioară; *3* — curba medie pentru rocile din Kuzbas.

În cazul sării geme, legătura dintre aceeași parametri se exprimă mai exact prin relația:

$$R_c = \left[\frac{V_L^2 \cdot e^{-V_L} + V_L - 2{,}2}{0{,}032\, V_L}\right]^2 = \left[\frac{V_L \cdot e^{-V_L} + 1}{0{,}032} - \frac{2{,}2}{0{,}032\, V_L}\right]^2 \tag{3.188}$$

în care R_c se ia în kgf/cm² și V_L în km/s.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru cazurile în care odată cu viteza longitudinală se măsoară și viteza transversală de propagare a ultrasunetelor, mărimea rezistenței la compresiune se poate calcula, ca și în cazul betonului, cu relația

$$\sqrt{R_c} = \frac{E_d}{A_c} \tag{3.189}$$

în care E_d este modulul dinamic de elasticitate; A_c — coeficient experimental a cărui mărime este determinată de valoarea constantei lui Poisson.

Rezistența la tracțiune poate fi calculată cu o relație de aceeași formă, adică

$$\sqrt{R_t} = \frac{E_d}{A_t} \tag{3.190}$$

Pentru sarea gemă din baza pilierului central al salinei Moldova nouă din Tîrgu Ocna, la starea de tensiune-deformare corespunzătoare perioadei în care s-au executat experimentările, valorile coeficienților A_c și A_t au fost de 7700 și respectiv 38 000.

Cu toate că în prealabil determinarea acestor coeficienți necesită un volum mare de experimentări paralele, statice și dinamice, relația 3.189 prezintă un grad mai mare de certitudine decît celelalte, întrucît ține seama de gradul de tensionare și deformare intimă a cristalelor de sare.

Modulul dinamic de elasticitate se calculează pentru corpuri cu $d \geqslant \lambda$ cu ajutorul relațiilor

$$E_d = V_L^2 \frac{\gamma}{g} \cdot \frac{(1+\mu_d)(1-2\mu_d)}{1-\mu_d} \tag{3.191}$$

$$E_d = V_T^2 \frac{\gamma}{g} \cdot \frac{3-a^2}{1-a^2} \tag{3.192}$$

în care V_L este viteza longitudinală; V_T — viteza transversală; γ — greutatea volumică a rocii; g — accelerația gravitației; μ_d — coeficientul lui Poisson, iar a rezultă din formula

$$a = \frac{V_T}{V_L} = \sqrt{\frac{1-2\mu_d}{2(1-\mu_d)}} \tag{3.193}$$

de unde

$$\mu_d = \frac{1-2a^2}{2-2a^2} \tag{3.194}$$

Pentru bare, adică pentru corpuri avînd dimensiunea transversală $d \leqslant \lambda$, modulul dinamic de elasticitate

$$E_d = V_L^2 \frac{\gamma}{g} \tag{3.195}$$

Modulul de elasticitate transversală, de forfecare sau de rigiditate, se determină cu una din relațiile

$$G_d = V_T^2 \cdot \frac{\gamma}{g} \tag{3.196}$$

$$G_d = \frac{E_d}{2(1+\mu_d)} \tag{3.197}$$

În condițiile elasticității pure, cînd $\mu_d = 0{,}00$

$$G_d = \frac{1}{2} E_d \tag{3.197'}$$

Pentru domeniul plastic, cînd $\mu_d \geqslant 0{,}5$,

$$G_d \geqslant \frac{1}{3} E_d \tag{3.197''}$$

Modulul de deformație volumică, cunoscut și sub denumirea de m o d u l d e c o m p r e s i b i l i t a t e sau m o d u l d e e l a s t i c i t a t e c u b i c ă, se calculează în relațiile

$$K_d = \frac{E_d}{3(1-2\mu_d)} \tag{3.198}$$

$$K_d = \frac{G(2+2\mu_d)}{3(1-2\mu_d)} \tag{3.199}$$

Întotdeauna, pentru $\mu_d \geqslant 0{,}33$, $K_d \geqslant E_d$.

Între valorile caracteristicilor elasto-plastice stabilite printr-o transformare adiabatică și cele statice stabilite prin transformări izoterme, există egalitate numai în cazul corpurilor perfect elastice și sînt diferențiate cu atîta cu cît deformațiile vîsco-plastice joacă un rol mai deosebit în deformarea corpului de rocă încercat. Între mărimea modulului static de elasticitate și cea a modulului dinamic nu există o legătură analitică unică. Ca rezultat al multor experiențe s-a admis o relație empirică de forma

$$E_d \geqslant E_{st} \cdot \alpha \tag{3.200}$$

α fiind o constantă ce trebuie stabilită experimental pentru fiecare rocă în parte, iar E_{st} — modulul de elasticitate corespunzător tensiunii pentru care deformația remanentă este egală cu cel mult 0,03% din lungimea inițială a epruvetei testate. Și coeficientul lui Poisson stabilit cu ajutorul ultrasunetelor este mai mare decît cel stabilit pe cale statică. Experimentările efectuate pe un număr mare de epruvete din sare gemă colectată din pilierii salinei Tîrgu Ocna, au arătat că valoarea raportului E_d/E_s este cuprinsă în acest caz între 7,1 și 10,3, cu o probabilitate de 95%, ceea ce înseamnă că pentru valorile medii coeficientul $\alpha = 8{,}7$. Coeficientul lui

Poisson, determinat pe aceleași epruvete prin impulsuri ultrasonore, a fost cu 22% mai mare decît cel determinat static.

O comparație mai cuprinzătoare între valorile modulelor și ale coeficientului lui Poisson, determinate static și dinamic se prezintă în tabelul 3.37.

Tabelul 3.37.

Valorile proprietăților elasto-plastice ale unor roci, determinate în laborator prin solicitări statice și dinamice

Roca	Modulul de elasticitate $E \cdot 10^{-5}$ [kgf/cm²]		$\frac{E_d}{E_s}$	Coeficientul lui Poisson, μ		Modulul de forfecare, $G \cdot 10^{-5}$ [kgf/cm²]		Modulul de compresibilitate, $K \cdot 10^{-5}$ [kgf/cm²]	
	static E_s	dinamic E_d		static μ_s	dinamic μ_d	static G_s	dinamic G_d	static K_s	dinamic K_d
Bazalt	4,39	7,80	1,78	0,12	0,22	4,45	3,21	1,90	4,57
Gabro	7,10	7,50	1,06	—	—	—	3,60	—	5,70
Granit	1,60	7,10	1,08	—	—	—	2,60	—	4,73
Diabaz	7,32	10,60	1,45	0,18	0,23	4,65	4,37	2,20	6,54
Diorit-porfirit	5,30	14,50	2,74	0,24	0,26	2,10	4,65	3,40	10,00
Dolomit echigranular	5,05	5,31	1,05	—	—	—	1,88	—	5,21
Dunit	14,90	16,40	1,03	—	—	—	5,90	—	10,73
Calcar	2,25	5,60	2,50	0,29	0,27	1,80	2,20	1,80	4,09
Calcar argilos	6,50	6,60	1,01	0,22	0,02	0,68	3,30	3,80	2,30
Cuartit	6,70	8,80	1,32	0,17	0,07	2,90	4,10	—	—
Conglomerat	7,00	7,90	1,13	0,13	0,02	3,10	3,90	—	—
Magnetit microcristalin	8,20	17,20	2,10	0,34	0,33	3,10	4,40	8,60	17,30
Gresie	2,60	2,70	1,04	0,28	0,13	0,98	1,10	—	—
Gresie cuarțitică	4,50	8,60	1,90	0,21	0,42	1,85	1,28	2,60	13,60
Piroxen scarnificat	7,80	8,90	1,15	0,17	0,33	3,30	2,30	3,90	9,00
Sienit	7,40	8,10	1,10	—	—	—	2,90	—	5,40
Scarn granitic cu magnetit	6,80	9,10	1,35	0,27	0,20	2,70	3,35	4,20	5,00
Scarn piroxeno-epidotitic	0,90	3,20	3,52	0,41	0,35	0,32	1,80	1,70	3,50
Tuf albitofiric	4,70	7,90	1,68	0,16	0,36	2,00	1,65	2,25	9,40

3.9. Recoltarea probelor geotehnice

Determinarea în laborator a proprietăților fizico-mecanice ale rocilor din zona de interes se poate efectua numai pe eșantioane reprezentative, recoltate din interiorul masivului și denumite în mod curent *probe geotehnice*. Prelevarea acestora, se face din foraje manuale sau mecanice, executate special în acest scop, precum și din excavații sau aflorimente. Calitativ, probele geotehnice trebuie să reprezinte cît mai fidel caracteristicile formațiunilor de roci ce fac obiectul studiului, iar cantitativ să aibe volumul necesar pentru efectuarea întregii game de determinări.

Cu tot stadiul avansat la care a ajuns tehnica, multe din operațiunile de recoltare a probelor sînt încă rudimentare și din acest motiv pot influența esențial proprietățile mecanice ale rocilor și în special ale celor moi.

Categoriile de probe și modul lor de recoltare.

În funcție de starea în care se găsește structura rocii în probele colectate, acestea pot fi clasificate în probe netulburate și probe tulburate.

A. **Probe netulburate.** Probele netulburate păstrează calitățile naturale ale masivului (structură, umiditate, etc.) și se recoltează atît sub formă de monoliți (prismatici sau bulgări) extrași din deschideri naturale sau lucrări miniere, cît și în ștanțe metalice (ștuțuri) extrase din foraje geotehnice.

De asemenea, în cazul rocilor tari stîncoase și al rocilor moi cu consistență ridicată, probele netulburate pot fi recoltate și din carotele forajelor geologice și hidrogeologice, dar cu respectarea unor condiții, așa după cum se va indica în unul din aliniatele următoare.

Monoliții sînt probele ce se recoltează sub o formă aproximativ prismatică în cazul rocilor moi, sau bulgări în cazul rocilor tari. Trebuie să aibă aproximativ următoarele dimensiuni:

— 360 × 360 × 250 mm pentru forfecări în aparatul cu suprafața de tăiere de 1000 cm^2;

— 200 × 200 × 200 mm pentru determinări obișnuite;

— bulgări din care pot rezulta prin fasonare cuburi cu latura de 200 m.

Recoltarea monoliților se efectuează prin săpare cu lopata în cazul rocilor moi și prin cioplirea sau tăiere mecanică în cazul rocilor tari. După trasarea în plan a secțiunii monolitului, se trece la tăierea și „fasonarea în loc" a celor cinci suprafețe libere, după care proba se desprinde din masiv prin tăiere la bază (fig. 3.140).

Din același loc de prelevare este indicat să se recolteze un număr de trei monoliți avînd dimensiunile maxime arătate mai sus, pentru ca, în

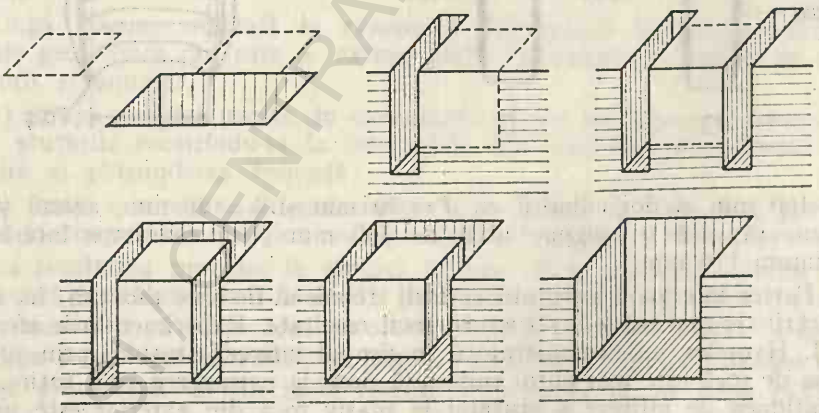


Fig. 3.140. Fazele de desprindere din masiv a monoliților din roci moi.

ansamblu, să se constituie o probă cu un volum suficient de mare în vederea realizării determinărilor de laborator.

Probele în ștuțuri se prelevează din forajele executate în acest scop în roci moi, cu ajutorul dispozitivelor de luat probe cu care sînt prevăzute

sondezele. Aceste dispozitive (fig. 3.141 au la partea lor inferioară ca organ tăietor și recoltor în același timp, un tub metalic numit în mod curent ș t u ț.

Pentru a asigura recoltarea unor probe din care să se poată confecționa 3 prisme de 60 × 60 × 20 mm sau trei cilindri cu $d = 50$ mm și

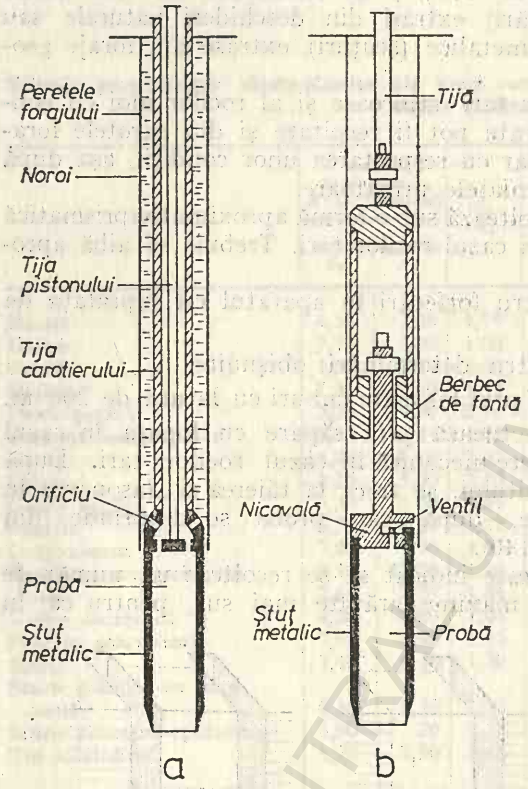


Fig. 3.141. Dispozitive folosite pentru prelevarea probelor netulburate:
a — din foraje semiuscate; *b* — din foraje uscate.

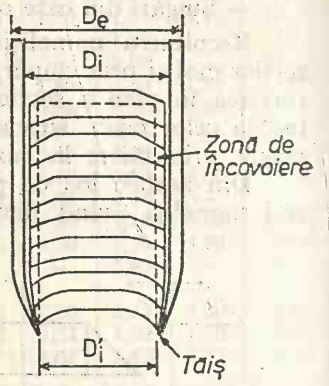


Fig. 3.142. Secțiune schematică printr-un ștuț metalic:
D_e — diametru exterior al ștuțului;
D_i — diametru interior a ștuțului;
$D_{i'}$ — diametrul interior al tăișului

$h = 100$ mm și doi cilindrii cu $d = 70$ mm și $h = 20$ mm, aceste ștuțuri trebuie să aibă o lungime utilă de 300 mm și un diametru interior de minimum 110 mm.

Partea inferioară a ștuțului (tăișul) trebuie să fie bine ascuțită, în scopul păstrării cît mai fidele a structurii rocii recoltate. Experimentările efectuate de J. Hvorslev au demonstrat că în timpul înfigerii ștuțului prin presare, proba de rocă este mai puțin tulburată decît la extragerea prin rotire. Prin operațiunea de înfigere a ștuțului în masiv roca din exterior este presată în pereții găurii de foraj, în timp ce în partea situată spre interiorul ștuțului se pot delimita două zone (fig. 3.142).

Înfigîndu-se în rocă, tăișul ștuțului încovoaie părțile marginale ale carotei, tulburîndu-le. Din acest motiv, în laborator aceste părți din probă nu sînt utilizate la determinarea caracteristicilor mecanice, pentru care sînt rezervate părțile situate spre axa centrală a probei.

Pentru ca în timpul operațiunii de smulgere, proba să rămînă în ștuț, acesta se confecționează cu un joc interior dat de formula

$$J = \frac{D_i' - D_i}{D_i},$$

necesar destinderii rocii după pătrunderea în ștuț în timpul presării (fig. 3.142), în care D_i este diametrul interior al tăișului ștuțului, iar D_i' — diametrul interior al ștuțului.

Toate ștuțurile destinate recoltării de probe trebuie să îndeplinească următoarele condiții:

— peretele interior să fie neted, curat și uns cu vaselină, pentru ca frecarea cu roca din probă să fie cît mai mică;

— diametrul interior la capătul ascuțit al ștuțului să fie mai mic cu 1—2% față de cel de la capătul filetat;

— grosimea peretelui ștuțului să nu depășească 4 mm;

— partea ascuțită a ștuțului să fie păstrată în condiții care să evite deformarea tăișului;

— pe fața exterioară, fiecare ștuț va avea ștanțat un număr de ordine;

— lungimea probei în ștuț trebuie să fie de minimum 300 mm, o probă geotehnică însumînd de regulă două ștuțuri succesive.

Prelevarea probelor se efectuează la fiecare schimbare a naturii și stării fizice a rocii, sau cel puțin din 2 în 2 m, pe întreaga adîncime a forajului.

După tehnica utilizată la evacuarea detritusului în timpul săpării, forajele geotehnice din care se extrag probe în ștuțuri, se împart în două categorii și anume:

1) foraje complet uscate, în executarea cărora nu intervine noroiul de foraj, ștuțurile recoltîndu-se la intervalele sus amintite, prin presare sau răsucire și pătrunderea treptată;

2) foraje semiuscate, în care folosirea noroiului de foraj este permisă numai în timpul carotării intervalelor din care nu se recoltează probe.

La recoltarea probelor în ștuțuri, trebuie să se acorde o atenție deosebită curățirii tălpii găurii de sondă, prelevarea propriu-zisă a probei putînd începe numai după eliminarea noroiului și rocii tulburate aflate în gaură. Curățirea se execută mai întîi cu lingura, după care prin intermediul unui ștuț se procedează la colectarea resturilor de noroi de pe talpa găurii și a rocii tulburate prin săparea umedă. Materialul din acest ștuț se aruncă. În cazurile în care se recoltează întreaga coloană litologică, curățirea găurii nu mai este necesară, adîncirea forajelor obținîndu-se prin presarea în masiv a ștuțurilor, unul după altul.

Recoltarea probelor din nisipuri. Datorită lipsei de coeziune, recoltarea probelor netulburate din nisipuri este o problemă foarte dificilă. Din strate deschise, probele de nisip netulburate se iau cu ajutorul ștanțelor presate direct din strat. În foraje se utilizează dispozitivele care intră în masiv

prin presare și sînt prevăzute la bază cu clapete de reținere (fig. 3.143). Și în aceste cazuri, netulburarea este relativă, întrucît în practică s-a observat că atunci cînd stratul de nisip din care se colectează proba are un grad de îndesare redus proba din ștanță va fi mai îndesată decît în strat, în timp ce în cazul stratelor cu îndesare mare, proba din ștanță se afinează.

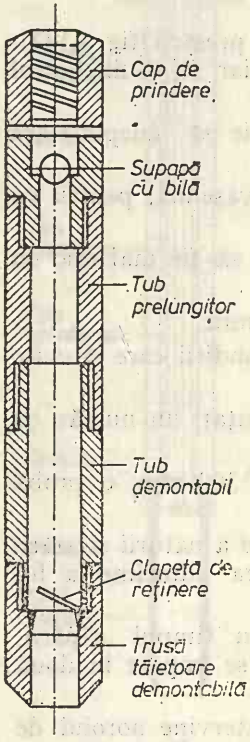


Fig. 3.143. Carotier demontabil pentru prelevarea de probe din roci necoezive.

Probe din carotele forajelor. Carotele recuperate din forajele geologice sau hidrogeologice cu adîncime mare pot fi utilizate în cercetările geotehnice numai dacă îndeplinesc următoarele condiții:

1. În cazul rocilor moi cu consistență tare:
— diametrul carotelor să fie mai mare de 90 mm;
— recuperajul să fie de cel puțin 80%;
— lungimea unei carote să fie mai mare de 150 mm, o probă însumînd circa 600 mm carote;
— densitatea noroiului de foraj: 1,11—1,20 g/cm^3;
— conținutul coloidal: 94—96%;
— pentru a se evita spălarea carotei, viteza de pompare a noroiului de foraj se micșorează cu 1,5—2 ori, iar numărul de rotații trebuie să fie de 120—180 pe minut;
— pentru obținerea unui recuperaj cît mai bun, se recomandă înaintarea cu marșuri de 1,0—1,5 m;
— înainte de extragerea coloanei de foraj, pentru prelevarea probei se efectuează lucru în uscat, pe un interval de 20—30 cm.

Avînd în vedere faptul că săparea forajelor geologice se face prin rotire, la recoltarea carotelor din roci moi pentru scopuri geotehnice se vor utiliza numai carotierele duble. Acestea sînt prevăzute cu un tub interior ce poate pivota datorită suspendării la partea superioară pe un rulment. În timpul forării, carota de rocă pătrunde în tubul interior pe care îl imobilizează și-l oprește din rotire.

În cazul rocilor moi cu o consistență ceva mai redusă, lungimea tubului carotier interior nu trebuie să depășească mai mult de 1—1,5 m, pentru că greutatea acestuia cumulată cu a carotei pot da naștere, prin intermediul rulmentului pe care este suspendat, la eforturi de torsiune mai mari decît rezistența rocii, rupînd carota.

Recoltarea probelor din carotele recuperate se efectuează la fiecare schimbare a naturii și stării fizice a rocii și cel puțin din 2 în 2 m pe întreaga adîncime a forajului.

La realizarea forajelor geologice destinate acestui scop, personalul de execuție trebuie bine instruit, utilizîndu-se normele de muncă și de decontare specifice forajelor geotehnice.

2. În cazul rocilor tari stîncoase și semistîncoase:
— diametrul carotelor să fie de minimum 50 mm;
— lungimea carotei să fie de peste 150 mm;
— marșurile să nu fie mai mari de 1,0—1,5 m;
— recuperările să fie peste 80%.

B. **Probe tulburate.** Probele tulburate nu păstrează structura naturală a masivului din care sînt prelevate. În această categorie intră formațiunile nisipoase și rocile dezagregate, inclusiv rocile depuse în halde. Problema esențială a acestor probe o constituie volumul de material ce urmează a fi recoltat și intervalele de probare.

În cazul forajelor care străbat formațiuni nisipoase, se vor recolta cca. 4 kg rocă, în borcane sau pungi de material plastic, din intervale situate din 2 în 2 m în cazul acelorași formațiuni, sau din fiecare formațiune atunci cînd se schimbă natura litologică.

În cazul rocilor dezagregate sau al celor depuse în halde, probarea se efectuează pe formațiuni și respectiv trepte de haldă, după un program stabilit în funcție de condițiile specifice locale. Fiecare probă se colectează în saci de material plastic, într-o cantitate care să acopere volumul casetelor aparatelor de forfecare. Informativ, aceste cantități ar trebui să fie de:

— 5 kg în cazul aparatelor de forfecare cu caseta cu planul obligat de tăiere de 36 cm^2;

— 300 kg în cazul aparatelor de forfecare cu caseta cu planul obligat de tăiere de 1000 cm^2;

— 3000 kg în cazul aparatelor de forfecare cu caseta cu planul obligat de tăiere de 6000 cm^2.

Înregistrarea probelor. Pe măsura executării forajelor este necesar să se întocmească și să se țină la zi pe șantier fișa sondajului, alcătuită conform STAS-urilor în vigoare. Numărul probei din fișa sondajului trebuie să fie trecut și în eticheta ce se atașează la probă. Fișa sondajului trebuie completată cu coordonatele amplasamentului locației, stabilite prin măsurători directe de către topografi. La expedierea probelor către laborator, odată cu borderoul acestora se va expedia și o copie după fișa forajului.

Ambalarea și etichetarea probelor geotehnice. Aceste operații se fac în funcție de felul probei.

a. Probele în formă de monoliți sau bulgări, imediat după recoltare, se parafinează pe fiecare suprafață, în așa fel încît pe acestea să se formeze o crustă continuă de parafină, cu grosimea de ordinul milimetrilor. După această operație, monolitul se împachetează în hîrtie și se leagă cu sfoară. Se parafinează din nou, se împachetează în al doilea strat de hîrtie, se leagă și se parafinează a treia oară. Pe ultimul strat de hîrtie se lipește eticheta care trebuie să cuprindă, data recoltării, numărul probei, locul recoltării (adîncime, perimetrul, lucrarea), natura rocii și semnătura colectorului. Fiecare monolit astfel parafinat, se introduce într-o ladă de lemn sau material plastic, în care se mai pune, de-jur-împrejur, talaș sau rumeguș. Lada trebuie să fie bine întărită și prevăzută cu capac și două mînere laterale, pentru ușurarea transportului. Pe capacul lăzii, se notează numărul probei, locul recoltării și adresa laboratorului unde urmează a fi expediată.

b. Probele recoltate în ștuțuri, imediat după extragerea din foraj se curăță la capete și, pentru etanșare, peste acestea se toarnă parafină topită pentru a forma dopuri de circa 2 cm grosime. În partea superioară a ștuțului la capătul filetat, se introduce o etichetă (completată cu creionul negru), care se fixează printr-o peliculă fină de parafină turnată în așa fel încît să se poată citi ușor datele consemnate adică: data recoltării, numărul ștuțului, intervalul de recoltare și numărul forajului, perimetrul, natura rocii,

semnătura colectorului. O etichetă asemănătoare se lipește și pe partea exterioară a ștuțului.

Pentru protejarea tăișului și a capului filetat, este indicat ca fiecare ștuț să fie prevăzut cu două capace din lemn sau plastic. Pentru transport, ștuțurile se așază în picioare într-o ladă de lemn prevăzută cu capac și mînere laterate (cu partea tăietoare la bază). Pe capacul lăzii se notează numerele ștuțurilor, numărul forajului și perimetrul de recoltare, adresa de expediere la laborator și adresa expeditorului. Ambalarea în lăzi se face la sfîrșitul fiecărui schimb de lucru.

c. Probele recoltate sub formă de carote. La extragerea din tubul carotier, trebuie evitată orice deformare a carotei. Imediat după extragere, probele se curăță foarte atent de noroi, cu ajutorul unui cuțit, și apoi sînt șterse ușor cu o cîrpă uscată. Carotele se parafinează pe întreaga lor suprafață, prin introducerea într-o baie de parafină topită. După parafinare se învelesc în hîrtie și se leagă cu sfoară. Urmează o nouă parafinare, ambalarea în hîrtie și legarea, după care se trece la ultima parafinare.

În cazurile în care probele trebuie păstrate un timp îndelungat, se învelesc cu cel puțin 4 strate de parafină, un strat de hîrtie și un înveliș de tifon.

Carotele trebuie parafinate în cel mult trei ore de la extragerea din tubul carotier, timp în care este necesar să fie ferite de uscare, umezire și de îngheț. Probele parafinate se așază în lăzi avînd 1 m lungime, 0,3—0,4 m lățime și 0,12—0,16 m înălțime, și despărțite în lung în compartimente de 0,12—0,16 m lățime.

Așezarea în ladă se face în ordinea extragerii carotelor pe marșuri; probele se pun de la stînga spre dreapta, în continuare, marșurile separîndu-se între ele prin scîndurele despărțitoare. La partea inferioară și superioară a fiecărui marș, sub carote se va fixa o etichetă tip (cap de sus și cap de jos) în care se notează: numărul forajului, perimetrul, intervalul de carotare, recuperajul, natura rocii, data și schimbul, semnătura colectorului. Pe lada de probe și anume pe partea superioară a pereților care compartimentează în lung lada de probe, se va nota cu creion negru capul de jos și capul de sus, cotele marșului, iar la mijloc între acestea, recuperajul în procente. Pe unul din capetele lăzii, se completează cu creion negru nr. lăzii. nr. forajului, perimetrul, intervalul carotat (de la ... pînă la ...).

Trebuie avut grijă ca lăzile să fie rezistente, să aibă partea inferioară bine fixată, iar gabaritul compartimentelor astfel încît probele să nu intre forțat în ladă, iar capacul să nu se rezeme pe carotă și în felul acesta să provoace fisurarea probelor.

d. Probele tulburate. Din formațiunile deschise sau din haldele de steril, probele tulburate se recoltează, de regulă, cu ajutorul lopeții. Din foraje acestea sînt scoase cu ajutorul lingurii de foraj și în unele cazuri și cu tubul carotier. Probele recoltate se introduc în borcane prevăzute cu capac avînd o capacitate de circa 2 litri, sau în pungi de material plastic, de cca. 2 kg și saci de același material, de cca. 30 kg. Pentru evidență se introduce o etichetă în interior și una în exterior lipită pe borcan sau prinsă de sfoara ce leagă sacul și punga la gură. Fiecare etichetă trebuie să cuprindă: nr. probei, locul de recoltare, natura rocii, data și semnătura colectorului.

Dată fiind complexitatea și importanța operațiilor de ambalare, etichetare și înregistrare a probelor geotehnice, este necesar ca acolo unde volumul de recoltări este mare, echipele de sondori să fie completate pe fiecare schimb cu cîte un colector de probe.

Depozitarea probelor geotehnice. După ambalarea corespunzătoare, executată la locul de colectare, probele se transportă la sfîrșitul fiecărui schimb, în condiții lipsite de șocuri sau răsturnări, la magazia de probe a unității și de aici, atunci cînd este nevoie, la laboratoarele de analiză. Deoarece toate probele geotehnice trebuie ferite de uscare, umezire și îngheț, depozitarea lor se va face numai în magazii de probe, în care se va avea grijă ca temperatura să nu fie mai mică de +5° și nici mai mare de 30°C. Degradarea probelor prin îngheț-dezgheț sau uscare duce la obținerea unor valori eronate în laborator, cu consecințe financiare cu mult mai mari decît costul unei magazii de probe. Întrucît practica a demonstrat că nerespectarea acestor prescripții atrage după sine degradarea probelor de rocă și imposibilitatea determinării în laborator a valorilor caracteristice proprietăților fizico-mecanice, cunoașterea și însușirea acestora este obligatorie atît pentru personalul de execuție — sondori și colectori de probe — cît și pentru personalul care acordă asistența tehnică — maiștri, geologi, ingineri, cercetători etc.

3.10. Stabilirea valorilor de calcul ale proprietăților fizico-mecanice ale rocilor

Stabilirea valorilor proprietăților fizico-mecanice ale rocilor care să fie utilizate în calcule de către experimentator sau proiectant nu este o problemă simplă și poate fi rezolvată numai prin utilizarea metodelor statistico-matematice.

Rezultatele oricăror determinări sau măsurători nu coincid decît întîmplător cu valoarea lor exactă și sînt mai mari sau mai mici decît aceasta, în funcție de mărimea erorilor de observație ce intervin în timpul lucrărilor de măsurare sau experimentare. După caracterul lor aceste erori pot fi: sistematice; accidentale (aleatoare); grosolane (greșeli).

Din categoria *erorilor sistematice* fac parte erorile controlabile ale aparatelor de măsură, ale metodelor de măsurare, și acelea ce depind de influențele de asemenea măsurabile, ale mediului exterior. Depistate și determinate valoric, erorile sistematice pot fi eliminate din rezultate, introducîndu-se în valoarea acestora corecțiile corespunzătoare.

Erorile aleatoare se datoresc acțiunii conjugate a mai multor factori cu influențe individuale neglijabile. Caracterizate de o anumită probabilitate, erorile aleatoare variază întîmplător ca mărime și semn, sînt inevitabile și nu pot fi sesizate individual, din care cauză depistarea și înlăturarea lor nu este posibilă, iar valorile adevărate ale mărimilor sînt inaccesibile experiențelor și măsurătorilor.

Erorile grosolane își au originea în nerespectarea principiilor generale de măsurare sau sînt rezultatul neatenției.

Datorită erorilor, măsurătoarea sau experimentul nu poate prezenta încredere pe baza unei singure valori, deoarece probabilitatea ca acea valoare să fie cît mai aproape de valoarea adevărată este infimă.

Neomogenitatea formațiunilor geologice, anizotropia rocilor, condițiile de colectare a probelor, metodele de confecționare a epruvetelor, cît și dimensiunile acestora sînt factori care conduc de regulă la obținerea unor răspîndiri relativ mari a valorilor proprietăților fizico-mecanice ale rocilor. Cu toate că analizele și încercările se realizează în aceleași condiții, rezultatele lor luate separat se deosebesc unele de altele, manifestînd o variație aparent nedeterminată, întîmplătoare. În aceste condiții, alegerea valorilor caracteristice din mulțimea de date culese de experimentator nu este posibilă fără o prelucrare prin metodele statisticii matematice. Pentru exprimarea cît mai sintetică a ansamblului de informații pe care îl conține mulțimea acestor date, deci pentru a cuprinde esențialul, este util ca operațiunile de prelucrare să facă posibilă cunoașterea:

— împrăștierii sau dispersiei valorilor;
— centrului lor de grupare;
— valorii caracteristice sau reprezentative a distribuției.

Din punct de vedere al planificării și programării determinărilor, prin utilizarea acelorași căi, experimentatorul are posibilitatea să stabilească anticipat numărul de probe sau încercări ce sînt necesare pentru determinarea cu probabilitatea și precizia dorită a valorilor caracteristice indicilor fizico-mecanici.

Din punct de vedere statistic, soluția ideală ar fi ca numărul de determinări să tindă către infinit. Pentru că această condiție este imposibil de realizat și pentru că odată cu creșterea numărului de determinări cresc și costurile, practic la stabilirea valorilor caracteristice indicatorilor fizico-mecanici, se utilizează numai datele unei selecții care trebuie să îndeplinească condiția

$$P = P\left[\overline{x} - t\frac{\partial}{\sqrt{n}} < m < \overline{x} + t\frac{\partial}{\sqrt{n}}\right] \tag{3.201}$$

în care P este probabilitatea sau coeficientul de încredere; x — media selecției; m — media teoretică a colectivității din care s-a extras selecția; ∂ — abaterea medie pătratică; t — variabilă ce depinde de mărimea gradului de libertate f al selecției; n — mărimea selecției (numărul de analize sau încercări).

Prelucrarea datelor experimentale. Înainte de înscrierea în fișele de observații a valorilor inițiale, obținute în laborator, este necesar să se stabilească numărul de date semnificative, caracteristic fiecărui indicator în parte. Prelucrarea propriu-zisă, începe prin înscrierea acestor date într-un tabel în ordine crescătoare și gruparea lor în intervale cu aceeași amplitudine h.

Numărul de intervale K poate fi ales sau calculat cu una din relațiile:

$$K = \frac{x_n - x_1}{h} \tag{3.202}$$

$$K = 1 + 3{,}322 \log \cdot n \tag{3.202'}$$

Evidențierea elementelor specifice dispersiei și în special a tendinței de grupare a valorilor, precum și a gradului său de simetrie sau asimetrie, se realizează grafic și prin calcule.

În cazul în care informațiile pe care le furnizează măsurătoarea sau experimentul sînt suficiente pentru alegerea valorii reprezentative, experimentatorul trebuie să cunoască în primul rînd datele cuprinse în tabelul 3.38.

Tabelul 3.38.

Modul de ordonare a valorilor observate sau măsurate

Valorile determinate	Numărul intervalelor	Centrul intervalelor	Frecvența absolută	Frecv. abs. cumulată
x_1	1	x_1	n_1	n_1
x_2 x_3	2	x_2	n_2	n_1+n_2
x_4 x_5 x_6	3	x_3	x_3	$n_1+n_2+n_3$
. . .	. . .	. . .	. . .	. . .
. . x_{n-1} x_n	k	x_k	n_k	$n_1 + n_2 + \ldots + n = n$

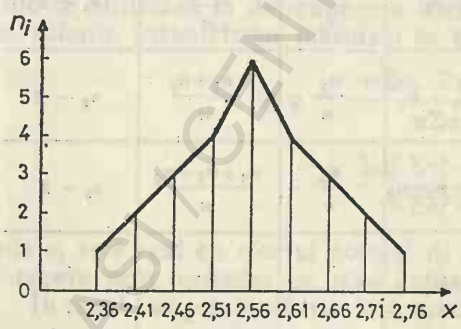


Fig. 3.144. Poligonul repartiției frecvențelor.

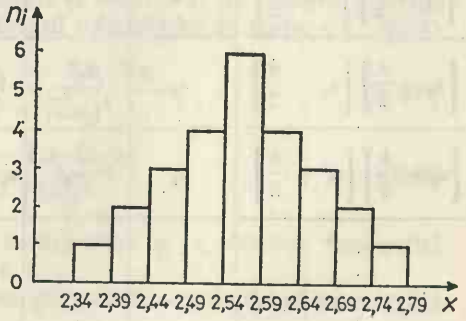


Fig. 3.145. Histograma repartiției frecvențelor.

Într-un sistem de axe, se reprezintă pe ordonată frecvența absolută, iar pe abscisă mediile intervalelor în cazul poligonului frecvențelor (fig. 3.144), sau limitele intervalelor în cazul histogramei repartiției frecvențelor (fig. 3.145).

De regulă, pentru o mai bună claritate, linia frîntă a repartiției se înlocuiește cu o curbă continuă (fig. 3.146 și 3.147).

Cum din analiza unei reprezentări grafice se poate culege numai un număr limitat de informații asupra distribuției, este necesar ca prelucrarea

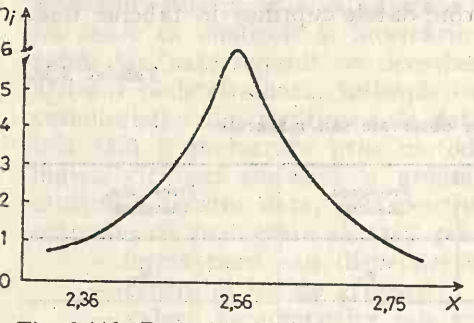


Fig. 3.146. Repartiție de frecvență simetrică-ideală.

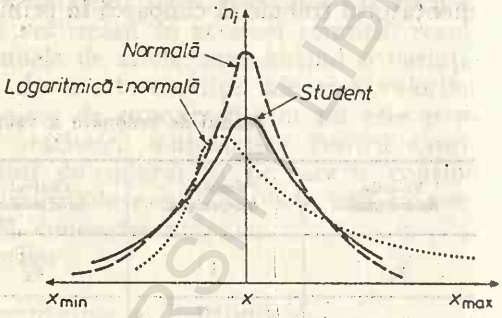


Fig. 3.147. Repartiții de frecvență:

să fie continuată și pe cale analitică. Pentru aceasta trebuie ca informațiile din tabelul 3.38 să fie completate cu cîteva date suplimentare caracteristice selecției, așa cum se indică în tabelul 3.39.

Tabelul 3.39

Caracteristicile selecției

Limitele intervalului	Centrul interval	Fecvența absolută	Frecvența absolută cumulată	Frecvența relativă	Frecvența relativă cumulată	Abaterea mediilor de interval
$\left[x_1 - \frac{h}{2}\right]\left[x_1 + \frac{h}{2}\right]$	x_1	n_1	n_1	$\frac{n_1}{n}$	$\frac{n_1}{n}$	$x_1 - \bar{x}$
$\left[x_2 - \frac{h}{2}\right]\left[x_2 - \frac{h}{2}\right]$	x_2	n_2	$n_1 + n_2$	$\frac{n_2}{n}$	$\frac{n_1+n_2}{n}$	$x_2 - \bar{x}$
$\left[x_3 - \frac{h}{2}\right]\left[x_3 + \frac{h}{2}\right]$	x_3	n_3	$n_1+n_2+n_3$	$\frac{n_3}{n}$	$\frac{n_1+n_2+n_3}{n}$	$x_3 - \bar{x}$
. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .
$\left[x_k - \frac{h}{2}\right]\left[x_k + \frac{h}{2}\right]$	x_k	n_k	n	$\frac{n_k}{n}$	1,0	$x_k - \bar{x}$
—	—	n	—	1,0	—	$\Sigma(x_i - \bar{x})$

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

Pentru centrul de grupare a valorilor care compun selecția, statistica matematică indică ca parametri caracteristici, media, modul și mediana.

Valoarea medie se definește ca fiind o caracteristică abstractă a colectivității studiate; atunci cînd este luată în locul valorilor individuale concrete, ea face ca funcția determinantă să rămînă neschimbată. Considerată ca o speranță matematică valoarea medie poate fi:

— medie aritmetică simplă,

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 + \ldots + x_n}{n} = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n} \tag{3.203}$$

— medie aritmetică ponderată:

$$\bar{x} = \frac{x_1 n_1 + x_2 n_2 + x_3 n_3 + \ldots + x_n n_n}{\sum_{i=1}^{n} n_i} = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i n_i}{\sum_{i=1}^{n} n_i} \tag{3.204}$$

— medie determinată indirect prin metoda celor mai mici patrate:

$$a = \frac{\Sigma x_i y_i - \Sigma x_i \Sigma y_i}{n\Sigma x_i^2 - (\Sigma x_i)^2} \tag{3.205}$$

$$b = \frac{\Sigma x_i^2 \Sigma y_i - \Sigma x_i \Sigma x_i y_i}{n\Sigma x_i^2 - (\Sigma x_i)^2} \tag{3.206}$$

în care a și b reprezintă parametrii dependenței liniare a variabilelor măsurate x și y, în forma:

$$y = ax + b \tag{3.207}$$

În cazul proprietăților fizico-mecanice ale rocilor, ecuațiile 3.205 și 3.206 se utilizează la determinarea coeziunii și unghiului de frecare internă, din valorile parametrilor măsurați în timpul solicitărilor la forfecare, adică:

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{n\Sigma\sigma_i \Sigma\tau_i - \Sigma\sigma_i \Sigma\tau_i}{n\Sigma\sigma_i^2 - (\Sigma\sigma_i)^2} \tag{3.208}$$

$$c = \frac{\Sigma\sigma_i^2 \Sigma\tau_i^2 - \Sigma\sigma_i \Sigma\sigma_i\tau_i}{n\Sigma\sigma_i^2 - (\Sigma\sigma_i)^2} \tag{3.209}$$

unde σ_i este egal cu efortul normal de compactare și τ_i efortul tangențial de rupere prin forfecare pe plan obligat.

În cazul compresiunii triaxiale, aceiași parametri se calculează cu relațiile

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{a-1}{2\sqrt{a}} \tag{3.210}$$

$$c = \frac{b}{2\sqrt{a}} \tag{3.211}$$

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Variabilele x_i și y_i din ecuațiile 3.205 și 3.206 reprezintă, în acest caz, efortul principal minim σ_3 și efortul principal maxim σ_1.

Modul este acea valoare din distribuție căreia îi corespunde frecvența relativă sau absolută maximă și în reprezentarea grafică punctul maxim al distribuției:

$$\hat{x} = \overline{x} + 3(\overline{\overline{x}} - \overline{x}) = 3\overline{\overline{x}} - 2\overline{x} \tag{3.212}$$

în care $\hat{x}$ = modul; $\overline{x}$ = media aritmetică; $\overline{\overline{x}}$ — mediana.

O distribuție poate avea un singur vîrf (unimodală) și atunci caracterizează o distribuție omogenă, sau poate fi cu mai multe vîrfuri (plurimodală) din care unul este principal și restul secundare. În acest din urmă caz, atunci cînd nu este vorba de suprapunerea mai multor distribuții datorită neomogenității probelor, prin cîteva regrupări succesive, constînd de fapt din mărirea intervalelor, se poate ajunge la o distribuție unimodală.

În fine, mediana este valoarea variabilei care împarte șirul statistic al datelor experimentale în două părți egale. Este o valoare mult mai independentă decît media aritmetică, față de forma distribuției și de intervale de grupare.

Împrăștierea valorilor. Dacă centrul de grupare este o caracteristică generală a distribuției valorilor măsurate, de multe ori trebuie să se cunoască modul și măsura în care datele distribuției se abat de la tendința generală. În acest scop, este necesar să se determine prin calcul și un alt parametru al distribuției, cunoscut sub numele de *dispersie*:

$$\partial^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \overline{x})^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^{n} x_i - \overline{x}\right)^2}{n}}{n-1} \tag{3.213}$$

Valoarea dispersiei este întotdeauna pozitivă, cu excepția distribuțiilor ale căror valori coincid cu media aritmetică și pentru care dispersia este nulă. Cu cît dispersia are o valoare mai mică, cu atît estimația mediei de selecție este mai exactă. Practic se utilizează rădăcina pătrată a dispersiei, adică abaterea medie pătratică sau abaterea standard, cu scopul de a avea un parametru al împrăștierii de aceeași dimensiune cu variabila:

$$\partial = \sqrt{\partial^2} = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^{n}(x_i - \overline{x})^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^{n} x_i - \overline{x}\right)^2}{n}}{n-1}} \tag{3.214}$$

În cazul valorilor medii calculate cu relațiile 3.205 și 3.206, respectiv 3.208—3.211, abaterea medie patratică se determină cu relațiile

$$\partial_a = \sqrt{\frac{\Sigma(ax_i + b - y_i)^2}{n-2} \cdot \frac{n}{n\Sigma x_i^2 - (\Sigma x_i)^2}} \tag{3.215}$$

$$\partial_b = \sqrt{\frac{\Sigma(ax_i - b - y_i)^2}{n-2} \cdot \frac{\Sigma x_i^2}{n\Sigma x_i^2 - (\Sigma x_i)^2}} \tag{3.216}$$

Pentru înlăturarea influenței naturii variabilei studiate asupra împrăștierii, se utilizează *coeficientul de variație* v, care se obține raportînd abaterea medie pătratică la media aritmetică:

$$v = \frac{\delta}{\overline{x}} \tag{3.217}$$

raport, care, exprimat în procente, va avea forma:

$$v = \frac{\delta}{\overline{x}} 100 \quad (\%) \tag{3.217'}$$

Experimentatorul poate ușor constata că la alegerea unei valori caracteristice nu este suficient să se cunoască numai mărimea și amplitudinea selecției. Pentru a avea certitudinea că valoarea estimată reprezintă caracteristica cantitativă a parametrului studiat, trebuie stabilit intervalul care o acoperă cu o probabilitate dată. Determinarea acestui interval pentru valoarea medie a distribuției nu se poate realiza fără a se stabili în prealabil legea de repartiție sau de distribuție care o guvernează.

Distribuția teoretică a variabilelor. Dintre toate legile de repartiție a variabilelor aleatoare, distribuția normală cunoscută și sub numele de *distribuție Gauss, Moivre* sau *Laplace*, este întîlnită în cele mai multe cercetări experimentale. Această distribuție este simetrică, admite un maxim, și își schimbă convexitatea curbei caracteristice în funcție de valoarea dispersiei. Foarte multe repartiții sînt aproximate de această distribuție, ce este capabilă să reprezinte, suficient de bine, chiar și distribuții despre care se știe că sînt nenormale.

O altă lege de repartiție a variabilelor aleatoare, cu o importanță foarte mare pentru practică, este *distribuția Student*, denumită astfel după pseudonimul matematicianului englez Gosset. Curba de repartiție a frecvențelor acestei distribuții este simetrică, în general fiind foarte asemănătoare cu curba caracteristică a distribuției normale, apropiindu-se mai lent de axa absciselor decît aceasta (fig. 3.147). Depinde de un singur parametru f numit *grad de libertate* dat de expresia

$$f = n - 1 \tag{3.218}$$

Atunci cînd mărimea selecției n crește peste 30, distribuția Student tinde către distribuția normală.

În cazul în care logaritmii variabilelor aleatoare au o repartiție normală a frecvențelor, atunci distribuția lor se supune legii de distribuție logaritmico-normală. Această distribuție are o asimetrie pozitivă, pentru că

$$\hat{x} < \overline{\overline{x}} < \overline{x}$$

Asimetria distribuției log x este cu atît mai mare cu cît abaterea medie pătratică $\hat{\sigma}_{\log x_i}$, are valori mai mari. Între media și mediana variabilei log x poate exista și egalitate. Media aritmetică pentru această distribuție se calculează cu relația

$$\log \overline{x} = \log x + \frac{\hat{\sigma}^2_{\log x_i}}{2} \log e \tag{3.219}$$

unde
$$\log x = \frac{\sum_{i=1}^{n} n_i \cdot \log x_i}{\sum_{i=1}^{n} n_i}, \tag{3.220}$$

care este media variabilei $\log x_i$,

iar
$$\partial^2_{\log x} = \frac{\sum_{i=1}^{n} n_i (\log x_i - \log x)^2}{\sum_{i=1}^{n} n_i - 1} \tag{3.221}$$

este dispersia variabilei $\log x_i$. Cu cît este mai mare această valoare, cu atît crește diferența dintre $\bar{x}$, $\bar{\bar{x}}$ și $\hat{x}$.

Dispersia selecției se calculează cu relația

$$\log \partial^2 = \log x + \partial^2_{\log x} \cdot \log e \tag{3.222}$$

Antilogaritmînd valorile $\log \bar{x}$ și $\log \partial^2$, obținem valorile $\bar{x}$ și ∂^2.

Distribuția reală a variabilelor. Stabilirea apartenenței unei distribuții la o lege de repartiție se face prin determinarea coeficienților de formă ai curbei de repartiție a frecvențelor, știindu-se că fiecărei legi de repartiție îi corespunde un anumit tip de curbă caracteristică. Pentru același scop statistica matematică recomandă și alte teste, ce sînt descrise pe larg în lucrările de specialitate, însă coeficienții de formă prezintă avantajul că pot fi determinați mai ușor.

Coeficienții de formă sînt reprezentați prin coeficientul de asimetrie α și coeficientul de boltire β.

$$\alpha = \frac{\bar{x} - \hat{x}}{\vartheta} \tag{3.223}$$

$$\beta = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^4 n_i}{\vartheta^4 \sum_{i=1}^{n} n_i} \tag{3.224}$$

Atunci cînd $\bar{x} = \bar{\bar{x}} = \hat{x}$, coeficientul de asimetrie $\alpha = 0$. În acest caz, distribuția este simetrică și urmează legea de distribuție normală sau Student.

Cînd $\bar{x} < \hat{x}$, atunci $\alpha < 0$, ceea ce înseamnă că distribuția are o asimetrie negativă sau de dreapta.

Pentru $\bar{x} \geqslant \bar{\bar{x}} > \hat{x}$, $\alpha > 0$, distribuția are o asimetrie pozitivă sau de stînga și urmează legea de repartiție logaritmico-normală. Cu cît numărul de observații sau experimentări este mai mare, cu atît asimetria este mai atenuată și distribuția dată se apropie de o distribuție normală.

BUCUREȘTI / CENTRUL UNIVERSITY LIBRARY

Coeficientul de boltire al distribuției studiate servește la stabilirea diferenței d_E care există între aceasta și distribuția normală, al cărui coeficient $\beta = 3$, adică:

$$d_E = \beta - 3$$

Cînd $d_E > 0$, curba este ascuțită, iar cînd $d_E < 0$, curba este mai plată și reprezintă o distribuție Student sau logaritmico-normală.

Cu cît abaterea standard are valori mai mici, cu atît ordonata maximă a curbei este mai mare, în timp ce la valori mari ale abaterii standard, curba este plată.

Practic, o distribuție dată poate să fie foarte asimetrică sau chiar cu două sau mai multe maxime, încadrîndu-se într-o distribuție de tip oarecare și totuși distribuția mamă infinită poate să fie conformă cu legea normală, sau invers.

La stabilirea tipului de distribuție în care pot fi încadrate valorile caracteristice proprietăților fizico-mecanice ale rocilor, diverși specialiști au ajuns la concluzia că în cazul în care determinările sînt efectuate pe probe colectate dintr-un material relativ omogen, reprezentînd același tip de rocă sau formațiune, distribuția reală a valorilor poate fi conformă cu una din următoarele legi de distribuție: 1) legea de distribuție normală; 2) legea de distribuție logaritmico-normală; 3) legea de distribuție Student.

Intervalul de încredere. Intervalul de încredere al valorii estimate poate fi calculat în funcție de tipul distribuției, cu expresia

$$P = P\left[\bar{x} - z\frac{s}{\sqrt{n}} < m < \bar{x} + z\frac{s}{\sqrt{n}}\right] \tag{3.225}$$

pentru distribuțiile normale și logaritmico-normale,

unde:
$$z = \frac{(\bar{x} - m)\sqrt{n}}{s} \tag{3.226}$$

și reprezintă abaterea normată aparținînd distribuției normale cu media zero și cu dispersia egală cu unitatea (valoare sa poate fi extrasă și din tabelul 3.40

iar
$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{n}} \tag{3.227}$$

reprezentînd abaterea medie patratică a valorilor care fac parte din selecție. Ceilalți termeni au aceeași semnificație ca și în relația 3.201.

Tabelul 3.40.

Valorile variabile Z în funcție de probabilitatea P

P	0%	60%	70%	75%	80%	85%	90%	95%	96%	97%	98%	99%	99,9%
Z	0	0,84	1,03	1,15	1,28	1,44	1,64	1,96	2,05	2,17	2,33	2,57	3,29

În cazul distribuției Student, pentru determinarea intervalului de încredere trebuie îndeplinită condiția exprimată de relația 3.201,

în care $$t = \frac{(\bar{x} - m)\sqrt{n}}{\vartheta} \tag{3.228}$$

este variabila caracteristică a acestei distribuții și are valori ce pot fi calculate sau extrase din tabelul 3.41.

Tabelul 3.41.

Valorile variabilei t în funcție de probabilitatea P și numărul gradelor de libertate f

f \ P	60%	70%	80%	90%	95%	97,5%	99%	99,9%
2	0,289	0,617	1,061	1,886	2,920	4,303	6,965	22,33
3	0,277	0,584	0,978	1,638	2,353	3,182	4,541	10,22
4	0,271	0,569	0,941	1,533	2,132	2,776	3,747	7,173
5	0,267	0,559	0,920	1,476	2,015	2,571	3,365	5,893
6	0,265	0,553	0,906	1,440	1,943	2,447	3,143	5,208
7	0,263	0,549	0,896	1,415	1,895	2,365	2,998	4,785
8	0,262	0,546	0,889	1,397	1,860	2,306	2,896	4,501
9	0,261	0,543	0,883	1,383	1,833	2,262	2,821	4,297
10	0,260	0,542	0,879	1,372	1,812	2,228	2,764	4,144
11	0,260	0,540	0,876	1,363	1,796	2,201	2,718	4,025
12	0,259	0,539	0,873	1,356	1,782	2,179	2,681	3,930
13	0,259	0,538	0,870	1,350	1,771	2,160	2,650	3,853
14	0,258	0,537	0,868	1,345	1,761	2,145	2,624	3,787
15	0,258	0,536	0,866	1,341	1,753	2,131	2,602	3,733
16	0,258	0,535	0,865	1,337	1,746	2,120	2,583	3,686
17	0,257	0,534	0,863	1,333	1,740	2,110	2,567	3,646
18	0,257	0,534	0,862	1,330	1,734	2,101	2,552	3,611
19	0,257	0,533	0,861	1,328	1,729	2,093	2,539	3,579
20	0,257	0,533	0,860	1,325	1,725	2,086	2,528	3,552
21	0,257	0,532	0,859	1,323	1,721	2,080	2,518	3,527
22	0,256	0,532	0,858	1,321	1,717	2,074	2,508	3,505
23	0,256	0,532	0,858	1,319	7,714	2,069	2,500	3,485
24	0,256	0,531	0,857	1,318	1,711	2,064	2,492	3,467
25	0,256	0,531	0,856	1,316	1,708	2,060	2,485	3,450
26	0,256	0,531	0,856	1,315	1,706	2,056	2,479	3,435
27	0,256	0,531	0,855	1,314	1,703	2,052	2,473	3,421
28	0,256	0,530	0,855	1,313	1,701	2,048	2,467	3,408
29	0,256	0,530	0,854	1,311	1,699	2,045	2,462	3,396
30	0,256	0,530	0,854	1,310	1,697	2,042	2,457	3,385
50	0,255	0,528	0,849	1,398	1,676	2,009	2,403	3,262
100	0,254	0,526	0,845	1,290	1,660	1,984	2,365	3,174
∞	0,253	0,524	0,842	1,282	1,645	1,960	2,326	3,090

Termenii $z\frac{s}{\sqrt{n}}$ și $t\frac{\vartheta}{\sqrt{n}}$ din expresiile 3.201 și 3.225 sînt de fapt erorile limită ale valorii medii. Pentru $(n - 1) > 30$, s-a constatat că practic $t = z$, dacă nu se iau în considerare valorile extreme ale lui P.

În cazul distribuției logaritmice normale, se determină mai întîi intervalul de încredere pentru mulțimea normală $\log x_i$, adică pentru media $\log x$ și apoi pentru $\log \bar{x}$. Condiția ideală s-ar putea realiza cînd $\bar{x} = m$,

adică atunci cînd limita inferioară ar fi egală cu limita superioară a intervalului și în acest caz expresia 3.228 ar fi egală cu zero, adică

$$t = \frac{(\bar{x} - m) \cdot \sqrt{n}}{\partial} = 0$$

Cum din cauza erorilor, această condiție nu poate fi realizată, atunci cînd probabilitatea tinde către 100% crește și mărimea amplitudinei intervalului de siguranță.

Precizia rezultatelor. În cazul proprietăților fizico-mecanice ale rocilor, o variație prea mare a lui m în limitele intervalului de siguranță calculat poate duce la încadrarea probei cercetate într-o altă categorie sau formațiune de roci decît cea căreia de fapt îi aparține. Așadar, limitele admisibile ale unui astfel de interval, trebuie stabilite, în primul rînd, pe baza unor considerente ce privesc destinația datelor ce rezultă din prelucrarea statistică. Așa, de exemplu, o diferență în plus sau în minus de 5% la media estimată pentru un indicator fizic sau mecanic al unei roci nu are o influență esențială la încadrarea acesteia într-un interval dintr-o clasificare sau în calculele de proiectare. Pentru un astfel de interval de acoperire al mediei de selecție, coeficientul de variație nu poate depăși o anumită valoare limită. Simplificînd ambii termeni ai relației 3.228 cu $\bar{x}$, se obține:

$$\frac{\partial}{\bar{x}} = \frac{(\bar{x} - m)\sqrt{n}}{\bar{x} \cdot t} \tag{3.229}$$

Notînd: $\frac{\partial}{\bar{x}} = v$ și $\frac{\bar{x} - m}{\bar{x}} = \Delta$

relația 3.228 devine $v = \frac{\Delta\sqrt{n}}{t}$ (3.230)

Dacă admitem că $\Delta = 5\%$, atunci $v = 5\sqrt{n} \cdot t^{-1}$ sau, în procente: $v = 5\sqrt{n} \cdot t^{-1} \cdot 100$

Valorile limită sînt reprezentate pentru cîteva probabilități în graficul din fig. 3.148.

Compararea rezultatelor. Adesea, în cercetările de laborator o caracteristică se poate studia prin două metode și, de regulă, se obțin rezultate diferite chiar și atunci cînd se aplică la aceeași probă. Se pune atunci întrebarea, dacă aceste rezultate reprezintă întradevăr aceeași caracteristică, și care din cele două metode este mai eficace. Pentru a stabili dacă între rezultatele celor două metode de cercetare există sau nu o diferență semnificativă, trebuie, înainte de toate, să se verifice dacă mediile lor teoretice — numite și valori adevărate ale caracteristicei x — sînt egale.

Fie două selecții de mărime n, din care prima se cercetează cu metoda M_1 și a doua cu metoda M_2. În cazul în care mărimea selecțiilor este foarte mare, se observă că valorile caracteristice obținute prin cele două metode se grupează în jurul valorii m_1 în cazul primei selecții și în jurul lui m_2 pentru cea de a doua.

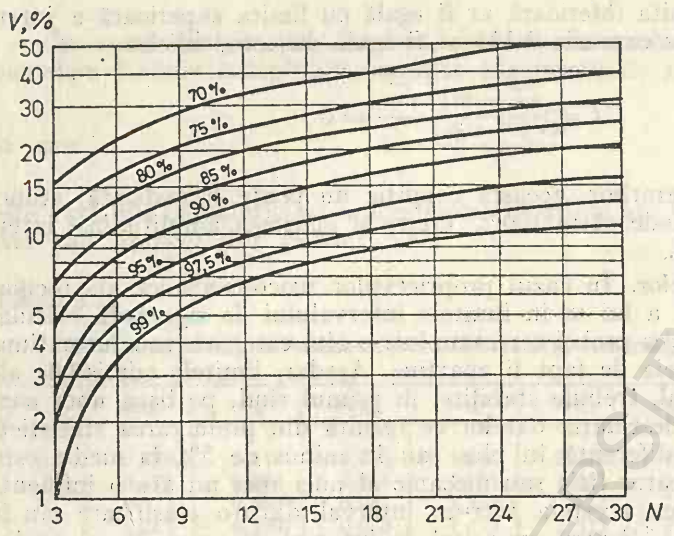


Fig. 3.148. Grafic pentru determinarea probabilității rezultatelor în funcție de numărul de probe și de mărimea coeficientului de variație.

Mediile și dispersiile selecțiilor se determină cu relațiile:

$$\bar{x}_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_{1i}}{n} \quad \text{și} \quad \bar{x}_2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_{2i}}{n} \tag{3.231}$$

$$s_1^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_{1i} - x_1)^2}{n-1} \quad \text{și} \quad s_2^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2}{n-1} \tag{3.232}$$

Condiția care se cere pentru ca cele două metode să ducă la obținerea unor rezultate identice este aceea ca mărimea t, calculată pe baza datelor cercetării, să aibă valori mai mici decît valoarea t indicată de tabelele statistice, pentru o probabilitate dată și un $f = 2(n-1)$:

$$t_c = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n} - \frac{s_2^2}{n}}} = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{s_1^2 - s_2^2}} \sqrt{n} \tag{3.233}$$

Atunci cînd $t_c < t$, rezultatele celor două metode nu diferă semnificativ, ci întîmplător, reprezentînd cantitativ aceeași caracteristică. O verificare similară trebuie să se facă și în cazul în care se compară două medii de selecție.

Cînd cele două selecții fac parte din aceeași colectivitate generală, media m și dispersia ∂^2 a colectivității se calculează cu relațiile:

$$\bar{x} = \frac{n_1 \cdot \bar{x}_1 + n_2 \cdot \bar{x}_2}{n_1 + n_2} \approx m \tag{3.234}$$

$$\partial^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2 + \sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2}{n_1 + n_2 - 1} \tag{3.235}$$

pentru un $f = n_1 + n_2 - 1$.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Mărimea coeficientului de variație determinat cu relația 3.217 trebuie să aibă, și în acest caz, o valoare mai mică decît aceea care rezultă din graficul din fig. 3.148.

Determinarea erorilor grosolane. Nu este exclus ca în șirul datelor experimentale să apară și unele valori care să se abată cu mult față de majoritate și, nu de puține ori, aceste abateri se datoresc erorilor grosolane Pentru a decide dacă o valoare este sau nu grosolană, este necesar să se stabilească, în funcție de datele selecției, valorile maximă și minimă pentru o probabilitate dată. Dacă toate valorile selecției fac parte din aceeași colectivitate generală, distribuită normal cu media m și abaterea medie patratică s, atunci valoarea maximă a selecției trebuie să fie mai mică decît valoarea determinată cu formula

$$x_{max} = \overline{x} + \partial \cdot a \qquad (3.236)$$

în care a este o valoare ce se extrage din tabelul 3.42 sau din graficul prezentat în fig. 3.149, în funcție de mărimea n a selecției și de o probabilitate dată P.

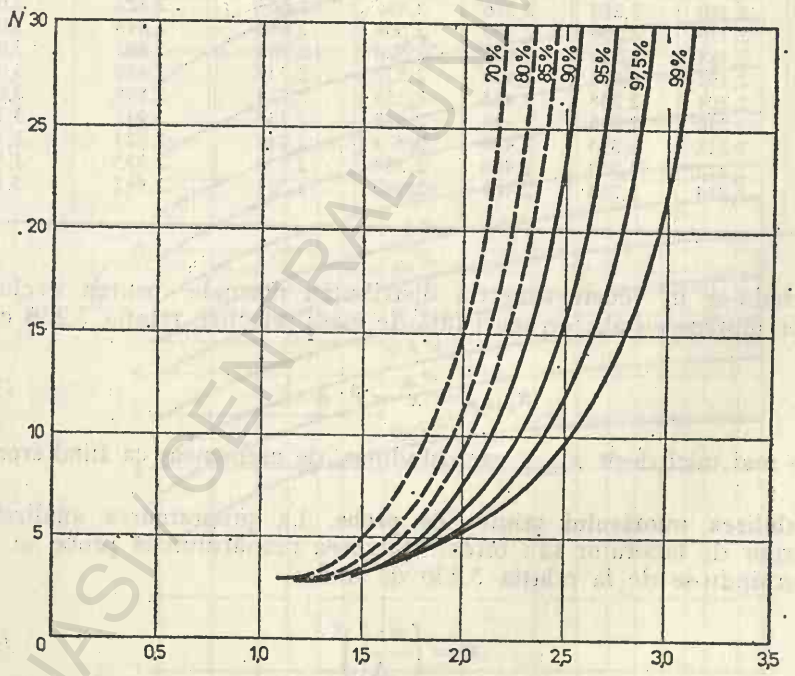


Fig. 3.149. Grafic pentru stabilirea mărimii coeficientului „a" necesar la determinarea erorilor grosolane.

Cînd valoarea x_{max} este mai mică decît valoarea maximă a selecției, nu există nici un temei să se considere că abaterea acestei valori a selecției este întîmplătoare și se exclude ca fiind o eroare grosolană.

Tabelul 3.42.

Valorile coeficientului a în funcție de numărul de determinări n și de probabilitatea P

n \ P	70%	80%	85%	90%	95%	97,5%	99%
3	1,200	1,265	1,345	1,406	1,412	1,414	1,414
4	1,408	1,515	1,584	1,645	1,698	1,710	1,723
5	1,524	1,645	1,716	1,791	1,869	1,917	1,955
6	1,600	1,738	1,808	1,894	1,996	2,067	2,130
7	1,670	1,810	1,880	1,974	2,093	2,182	2,265
8	1,734	1,872	1,948	2,041	2,172	2,273	2,374
9	1,790	1,922	2,004	2,097	2,237	2,349	2,464
10	1,840	1,969	2,055	2,144	2,294	2,414	2,540
11	1,885	2,014	2,100	2,190	2,343	2,470	2,606
12	1,924	2,050	2,140	2,229	2,387	2,519	2,663
13	1,960	2,084	2,172	2,264	2,426	2,562	2,714
14	1,990	2,112	2,202	2,297	2,461	2,602	2,759
15	2,016	2,140	2,228	2,326	2,493	2,638	2,800
16	2,042	2,164	2,254	2,354	2,523	2,670	2,837
17	2,070	2,185	2,280	2,380	2,551	2,701	2,871
18	2,090	2,208	2,300	2,404	2,577	2,728	2,903
19	2,110	2,228	2,322	2,426	2,600	2,754	2,932
20	2,130	2,248	2,340	2,447	2,623	2,778	2,959
21	2,146	2,265	2,360	2,467	2,644	2,801	2,984
22	2,160	2,260	2,376	2,486	2,664	2,823	3,008
23	2,170	2,296	2,390	2,504	2,683	2,843	3,030
24	2,184	2,312	2,405	2,520	2,701	2,862	3,051
25	2,192	2,324	2,420	2,537	2,717	2,880	3,071
26	2,204	2,338	2,435	2,559	2,724	2,898	3,086
27	2,210	2,346	2,446	2,562	2,735	2,912	3,100
28	2,218	2,355	2,456	2,574	2,746	2,921	3,115
29	2,222	2,360	2,460	2,584	2,756	2,935	3,128
30	2,224	2,365	2,466	2,590	2,761	2,941	3,136

Avîndu-se în vedere simetria distribuției normale pentru excluderea valorilor minime cu abateri mari față de masa selecției, relația 3.236 capătă forma:

$$x_{\min P} = \bar{x} - \partial \cdot a \tag{3.237}$$

valorile mai mici decît $x_{\min P}$ excluzîndu-se, de asemenea, ca fiind erori grosolane.

Stabilirea numărului minim de probe. La programarea analizelor și încercărilor de laborator sau teren, stabilirea numărului de probe se poate face pornindu-se de la relația 3.230 de unde:

$$n = \left(\frac{v \cdot t}{\Delta}\right)^2 \tag{3.238}$$

Pentru simplificarea operațiunilor de calcul, au fost întocmite graficele din fig. 3.150 și 3.151.

Admițînd o precizie Δ și o probabilitate P, din graficul prezentat în fig. 3.151 se extrage coeficientul de variație limită v_1. Apoi în graficul din

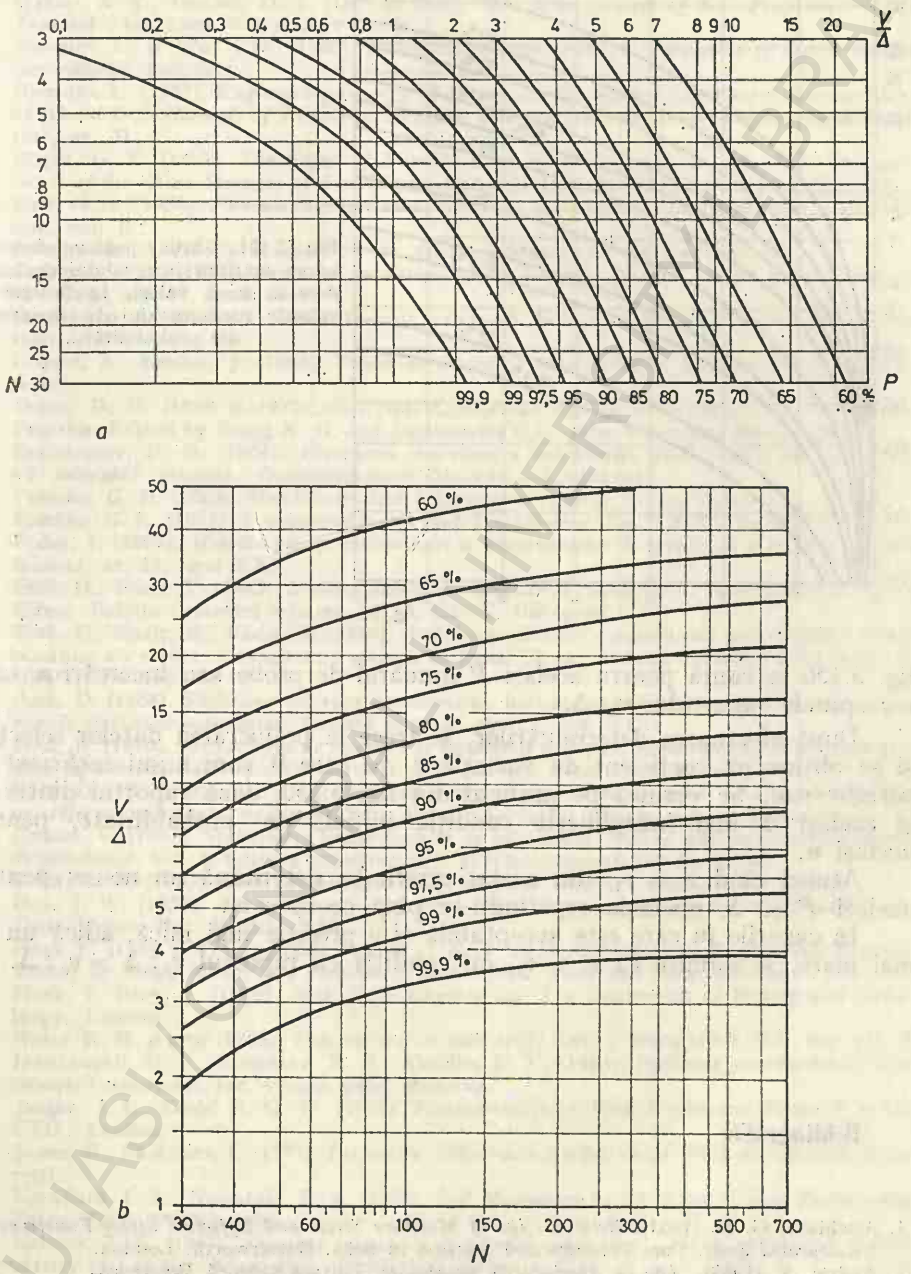


Fig. 3.150. Grafice pentru determinarea numărului minim de probe;
a — pentru distribuţii student; *b* — pentru distribuţii normale.

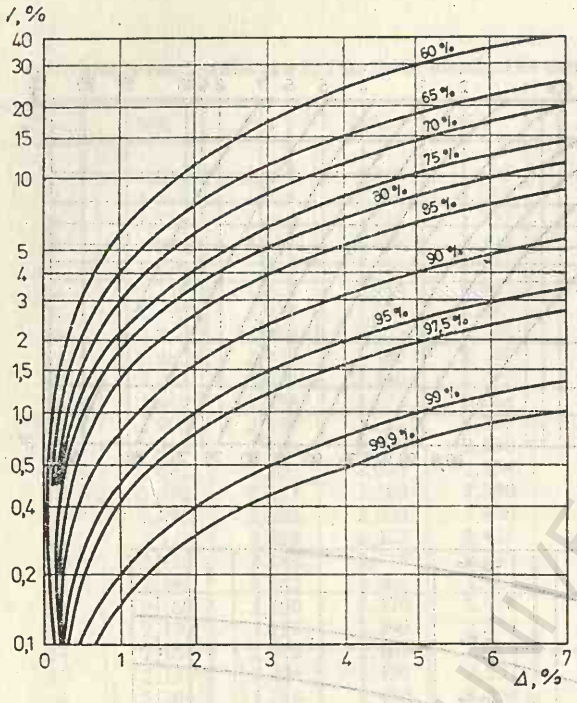


Fig. 3.151. Grafic pentru determinarea mărimii intervalului de încredere al unei valori, în funcție de valorile coeficientului de variație și ale probabilității.

fig. 3.150 se caută pentru același P numărul de probe sau încercări n care corespunde raportului $v_1 : \Delta$.

După efectuarea determinărilor, se trece la prelucrarea datelor selecției și se obține un coeficient de variație v pe care îl vom numi *coeficient de variație real*. Se verifică pe graficul din fig. 3.150, dacă raportul dintre v_r și același Δ mai îndeplinește condiția inițială de probabilitate, pentru același n.

Atunci cînd $v_r > v_1$, din același grafic se determină un nou n pentru același P și Δ, operația repetîndu-se pînă ce $v_r < v_1$.

În cazurile în care este acceptabilă și o precizie mai mică, adică un Δ mai mare, se admite ca $v_r > v_1$, cu condiția ca raportul $v_1 : \Delta > v_r : \Delta$.

Bibliografie

1. Aitchison, G. D. (1961). *Relationsjips of Moisture Stress and Effective Stress Functions in Unsaturated Scils*. Pore Pressure and Suction in Soils. Butterworth, London.
2. Andrei, S. (1968). *Apa în pămînturile nesaturate*. Editura tehnică București.
3. Baklasov, I. V., Kartoziia, B. A. (1975). *Mehanika gornîh porod*. Nedra, Moscova.
4. Beliakov, I. I., Galimullin, A. T. (1975). *Clasificarea rocilor după rezistența specifică la săpare*. Gornîi Jurnal nr. 4.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARA

5. Bishop, A. W. (1971). *Shear strenght paramcters for undisturbed and remculded soil specimens.* Proceedings of the Roscce Memorial Symposium.
6. Bishop, A. V., Henkel, D. J. (1957 și 1962). *The Measurement of Soil Properties in the Triaxial Test.* Iohn Wileyi New York.
7. Bjerrum, L. și Wu, T.H. (1960). *Fundamental shear-strenght properties of clays.* Norges Geotekniske Institutt.
8. Bjerrum, L. (1967). *Engineering Geology of Norwegian Normally Consolidated Marine Clays as related to Settlements of Buildings.* Seventh Rankine Lecture. Norges Geotekniske Institutt, nr. 31.
9. Blight, G. E. (1963). *The Effect of Non-Uniform Pore Pressures in Labcratory Measurements of the Shear Strenght of Soils.* Spec. tech. Publs. Ann. Soc. Test. Mater. No. 361.
10. Bolt, G. H. (1956). *Physico-chemical analysis of the compressibility of pure clays,* Geotehnique, vol. 6.
11. Casagrande, A. (1932). *Research on the Atterberg Limits of Soils.* Publ. Reads.
12. Casagrande, A. (1950). *Notes on the design of earth dams.* Journal of the Boston Soc. of Civ. Eng., vol. 37, nr. 4, oct.
13. Cernătescu, A., Silion, T. (1963). *Curs de geotehnică.* Editura didactică și pedagogică, București.
14. Caquot, A., Kerisel, J. (1968). *Tratat de mecanica pămînturilor.* Editura Tehnică, București.
15. Deere, D. U. (1969 și 1972). *Geological Considerations.* Rock Mechanics in Engineering Practice. Edited by Stagg K. G. and Zienkiewicz O.C. John Wiley and Sons. London.
16. Evdokimov, P. D. (1956). *Prccinosti osnevanii i ustoicivosti ghidrotehniceskih soorujenii na miadgkih gruntah.* Gostenergoizdăt Moskva — Leningrad.
17. Fisenko, G. L. (1965). *Ustoicivosti bortov kariercv i otvalov.* Nedra, Moscova.
18. Fisenko, G. L. (1971). *Ustoicivosti bortov glubokih kariercv.* Izd. VNIMI, Leningrad.
19. Fodor, I. (1969). *Metodologia de determinare a proprietăților de rezistență a rocilor.* Revista minelor, nr. 11, anul XX.
20. Fotă, D., Tökeș, T. (1965). *Studiul stabilității stîlpilor și planșeelor de siguranță de la salina Slănic.* Buletin Cercetări miniere, vol. 8, ODPT, București.
21. Fotă, D., Mariț, M., Radu, N. (1966). *Stabilirea valorilor caracteristice proprietăților fizico-mecanice ale rocilor din cuprinsul carierei de lignit Cicani.* Buletin Cercetări miniere,vol. 9, ODPT, București.
22. Fotă, D. (1968). *Stabilirea valorilor caracteristice indicatorilor fizico-mecanici ai rocilor prin metode statistico-matematice.* Revista minelor, nr. 12, vol. XIX.
23. Fotă, D. (1970). *Metodologia de cercetare și rezultatele utilizării ultrasunetelor la determinarea unor caracteristici de rezistență ale sării gemc.* Revista minelor, nr. 10, vol. XXI.
24. Fotă, D. (1971). *Rezultatele utilizării unor metode diferite de cercetare, la determinarea plasticității și consistenței rocilor argilcase.* Buletin Cercetări miniere, vol. 14, București.
25. Gradin, V. (1963). *Stabilitatea terasamentelor de calc ferată. Studiul pămînturilor și elemente de geotehnică.* Vol. I. Editura transporturilor și telecomunicațiilor, București.
26. Grim, R. E. (1953). *Clay Mineralogy.* McGraw Hill, Series in Geology. New York.
27. Hilf, J. W. (1956). *An Investigation of Pore Water Pressure in Compacted Cohesive Soils.* Tech. Memo. Bur. Reclam. 654.
28. Hoek E. (1969 și 1972). *Brittle Failure of Rock. Rock Mechanics in Engineering Practice.* Edited by Stogg K. G., and Zienkiewcz O. C. John Wiley and Sons. London.
29. Hoek, E. Broy, J. (1974). *Rock Slope Engineering.* The Institution of Mining and Metallurgy, London.
30. Höfer, K. H. și alții (1968). *Triaxial test on salts rocks.* Int. J. Rock Mech. Min. Sci, vol. 5.
31. Iakubovskii, B. V., Ermolaev, N. N., Akridin, D. V. (1965). *Ispităniе jelezobetonnih Konstrucții i soorujenii.* Izd. Vissaia școla, Moscova.
32. Jaeger, J. C., Cook, N. G. W. (1969). *Fundamentals of Rock Mechanics.* Methuen et Co. LTD., London.
33. Jones, R., Făcăoaru, I. (1971). *Încercarea nedestructivă a betonului.* Editura Tehnică, București.
34. Karafiath, L. L., Nowatzki, E. A. (1978). *Soil Mechanics for Off-Road Vehicle Engineering.* Trans Tech. Publications.
35. Kenney, T. C. (1967). *Shearing resistance of natural quick clays.* Thesis submitted to University of London. Noewegian Geotehnical Institute, Oslo.
36. Kolski, H., (1956). *Undele de tensiuni în corpurile solide.* IDT, București.
37. Lambe, T. W. (1953). *The Structure of Inorganic. Soils.* Proc. Am. Soc. Civ. Eng., vol. 79, nr. 315.
38. Lambe, T. W. (1958). *The Structure of Compacted Clay.* Proc. ASCE, vol. 84, Nr. SM 2.

39. Lambe, T. W. și Whitman R. W. (1959). *The role of effective Stress in the behaviour of expansive scils*. Colorado School Mines Quart., vol. 54, nr. 4.
40. Lambe, T. W. și Whitman R. W. (1969) *Soil Mechanics*, John Wiley and Sons, New York.
41. Lee, I. K., Donald, I. B. (1968). *Pore pressures in soils and rocks Soil Mechanics. Selected Topics*. Edited by Lee, I. K. Butterworths, London.
42. Leonards, G. A. (1955). *Strength Characteristics of Compacted Clays*. Transactions, ASCE, vol. 120.
43. Liahov, G. M. (1974). *Osnovîi dinamiki zvrîvnih voln v gruntah i gornîh parodah*. Nedra, Moskva.
44. Lomtadze, V. D. (1972). *Metodî laboratornih isledovanii fizico-mehaniceskih svcistvo gornîh porcd*. Nedra, Leningrad.
45. Mackenzie, R. C. (1963). *Report of Chairman cn Meeting of Nomenclature Sub-Committee of CIPEA*. Proc. Pergamon Press, New York.
46. Manoliu, I. (1977). *Fundații și procedee de fundații*. Editura didactică și pedagogică, București.
47. Maslov, N. N. (1961). *Osnovî mehaniki gruntov i inginernci geologii*. Izd. naucino-tehnicekce, MATSD, Moskva.
48. Masure, Ph. (1970). *Comportament mecanique des roches à anisotropie planaire discontinue*, Proceedings of the Second Congres of the International Society for Rock Mechanics. Volume I. Beograd.
49. Mitchell, J. K. (1956). *The Importance of Structure to the Engineering Behavior of Clay*. Dissertation, Massachusetts Inst. of Tech.
50. Mitchell, J. K. (1960). *Fundamental Aspects of Tixotropy in Soils*. Transactions.
51. Mogi, K. (1972). *Effect of the triaxial stress sistem on fracture and flow of eocks*. Phis. Earth Planet. Interiors nr. 5 North-Holland Publishing Company, Amsterdam.
52. Monjoie, A. (1970). *Propriétés mécaniques des schistes siluriens à Tihange* (Belgique). Proceedings of the Second Congress of the International Society for Rock Mechanics. Volume I. Beograd.
53. Murayama, S. și Shibata, T. (1959). *On the secondary consolidation of clay*. Proc. Japanese Soc. for Testing Material, Ind. Cong.
54. Northey, R. D. (1950). *An experimental study of the structural sensitivity of clays*. Ph. D. Thesis (Faculty of Science). University of London.
55. Obert, L., Duvall, W. (1967). *Rock Mechanics and the design of structures in rock*. John Wiley and Sons, New York.
56. Olphen, H. Van (1963). *An introductcn to clay cellcid chemistry*. John Wiley an Sons, New York.
57. Papiu, V. C. (1960). *Petrografia rccilor sedimentare*. Editura științifică, București.
58. Pavelescu, L. (1966). *Petrografia rccilor sedimentare*. Editura didactică și pedagogică, București.
59. Pettijohn, F. J. (1956). *Sedimentary rocks*. John Wiley and Sons, New York.
60. Popescu M. (1971). *Cercetări privind proprietățile fizico-mecanice ale rocilor din zăcământul de banatite cuprifere de la Moldova Nouă — sectorul Suvorov*. Buletin Cercetări miniere, ODPT, București.
61. Rădulescu, P. D. (1965). *Petrografia rocilor sedimentare*. Editura didactică și pedagogică, București.
62. Richardson, (1963). *Effective stress versus strength in saturated fat clay*. Research Report 16 Mass, Inst. Techn.
63. Rejevski, V.V., Novik, G. Ia. (1973). *Osnovî fiziki gornîh porod*. Nedra, Moscova.
64. Rogers, W. F. (1963). *Composition and properties of oil well drilling fluids*. Gulf Publishing Company, Huston, Texas.
65. Rosenqvist, I. Th. (1958). *Physical-chemical properties of soil-water system (discussion)* J. Soil Mechanics and Foundation Division. Proc. Amer- Soc. Civ. Eng.
66. Rosenqvist, I. Th. (1968). *Mechanical propeties of clays from a mineralogical and physicochemical view point*. Comunication from. Institutt for Geology, Universitet i Oslo.
67. Rosenqvist, I. Th. (1970). *Considerations on the sensitivity of Norwegian Quick-clays*. Geotechnique.
68. Ruhin, L. B. (1966). *Bazele litologiei*. Traducere din limba rusă. Editura tehnică, București.
69. Seed, H. B. și Chan, C. K. (1957). *Tixotropic characteristics of Compacted Clays*. Proc. ASCE, vol. 83, nr. SM 4.
70. Seed, H. B. și Mitchell (1960). *The Strenght of Compacted Cohesive Soils*. Proc. ASCE Research Conf. on Shear Strenght of Cohesive Soils.
71. Skempton, A. W. (1950). *Soil mechanics in relation to geology* Proc. Yorkshire Geol. Soc.

72. Skempton, A. W. și Northey, R. D. (1952). *The sensitivity of Clays*. Geotechnique, vol. III, nr. 1.
73. Smith, G. H. (1974). Elements of Soil Mechanics for Civil and Mining Engineers. Grosby Lockwood Staples, London.
74. Stamatiu, M. (1962). *Mecanica rocilor*. Editura didactică și pedagogică. București.
75. Stavrogin, A. N. (1968). *Bedingungen der Grenzzustönde und Verformungen des Gebirges*. Bericht über das 10. Länderstreffen des Internationales Büros für Gebirgsmechanik Akademie-Verlag, Berlin.
76. Stănescu E., Munteanu Ala, Seibulescu C. (1969). *Construcția barajelor de pământ și anrocamente*. Ed. tehnică, București.
77. Stoiadinovici, R. (1963). *Mehanika tla*. Skriptarnica Saveza studenata Gradevinskog fakulteta. Beograd.
78. Terzaghi, K. (1947). *Shear characteristics of quik sands and soft clay*. Prcc. Second Texas Conf. Soil Mech.
79. Terzaghi, K., Peck, R. B. (1948). *Soil mechanics in engineering practice*. John Wiley and Sons, New York.
80. Titovici, N. A. (1968). *Mehanika gruntov*. Kratkii Kurs. Izd. Visșaia școla. Moscova.
81. Tökès, T., Gongea, D., Voinescu S. (1969). *Cercetări pentru determinarea comportării sării geme la solicitări mecanice, în vederea dimensionării salinelor*. Buletin Cercetări miniere vol. 12, ODPT, București.
82. Verdeyen, J., Roisin, V., Nuyens, J. (1968). *La mecanique des sols*. Editura Dunod, Paris.
83. Zamfirescu F. (1975). *Corelația dintre proprietățile mineralogice și structurale ale rocilor argiloase și caracteristicile lor fizico-mecanice*. Bibl. Univ. Buc.
84. * * * (1965). *Metodiceskoe posobie po izucceniiu injenernogeologiceskih uslovii mestorojdenii poleznih iskopaemih podlejascih razrabotke otkritim sposobom*. VNIMI — Leningrad.
85. * * * (1967). *Metodiceskoe posobie po proektirovaniu bortov karierov i protivopolznevih meropriiatii v usloviiah mestorojdenii KMA* — VNIMI, Leningrad.
86. * * * (1969). *Rukovodstvo po ispitaniiam gornih pord na bokovci paspor*. VNIMI, Leningrad.
87. * * * (1972). *Atlas mehaniceskih svoistv gornih porod*. VNIMI, Leningrad.
88. * * * (1972). *Metodiceskie ukazaniia no opredeleniiu uglov naklona bortov, otkosov ystupov i otvalov, strciașcihsia i ekspluatiruemih karierov*. VNIMI, Leningrad.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4. STUDIUL PERMEABILITĂȚII ROCILOR

C. Văduva (subcap. 4.1)
L. F. Lazăr (subcap. 4.2)

4.1. Studiul permeabilității rocilor granulare și fisurate

Unele construcții, în special cele hidrotehnice, sînt supuse pe lîngă acțiunile și solicitările obișnuite, la acțiunea apei. Marile baraje reține în lacurile de acumulare cantități considerabile de apă, de ordinul milioanelor sau miliardelor de metri cubi.

Acțiunea fizică a apei, mai ales a celei în mișcare, se manifestă prin circulația ei prin terenul de fundație, ceea ce conduce la antrenarea particulelor necoezive și la degradarea suportului de fundare, afectînd în final stabilitatea generală a construcțiilor. Pentru evitarea consecințelor negative ale acestor influențe sînt necesare măsuri, uneori costisitoare, ce se pot stabili numai pe baza unor cercetări speciale, în care studiul permeabilității ansamblului de roci din zona construcției este principal.

Studiul fundamental al terenurilor de fundare implică deci unele probleme de ordin hidrogeologic, în primul rînd roca magazin, în care sînt cantonate apele subterane și în al doilea rînd permeabilitatea ansamblului de roci ce intră în alcătuirea terenului de fundare.

4.1.1. Apa în pămînt. Date preliminare

Prezența precum și formele de existență a apei în pămînt sînt condiționate în mare măsură de natura terenului. Principalele forme sub care apa poate influența comportarea terenului de fundare, sînt următoarele: apa legată sau absorbită, apa capilară și apa liberă sau gravitațională.

1. **Apa legată.** Apa legată reprezintă apa atrasă în jurul particulelor de argilă încărcate electric, ca urmare a proprietăților moleculelor de apă de a se orienta într-un cîmp electric. Moleculele de apă se fixează fie direct pe suprafața particulei fie în jurul cationilor stratului difuz, sau se află în zona de influență a particulei.

În cuprinsul învelișului de apă legată din jurul particulei de argilă se deosebesc două straturi:

— un strat foarte subțire, cu grosimea de 3—4 molecule de apă, aflat în imediata apropiere a particulei și reținut de aceasta cu presiuni foarte mari, denumit *strat de apă strîns legată*;

— un strat în continuare pînă la limita unde încetează atracția particulei, denumit *strat de apă slab legată*.

În afara învelișului de apă legată se găsește și apă liberă (fig. 4.1).

Apa strîns legată are proprietăți diferite de cele ale apei obișnuite și anume: o densitate mai mare, temperatură de îngheț mai scăzută, viscozitate mai mare. Îndepărtarea stratului de apă strîns legată poate fi efec-

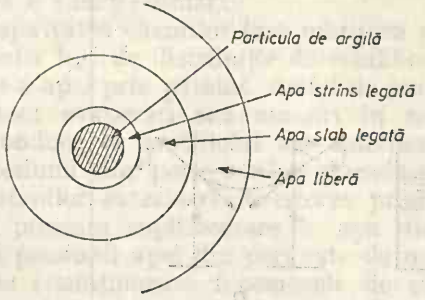


Fig. 4.1. Apa legată

tuată numai printr-un proces îndelungat de expunere la temperaturi de peste 200°C.

Apa slab legată reprezintă partea mobilă a învelișului de apă legată. În mod similar în cazul stratului difuz de cationi, grosimea peliculei de apă legată este cu atît mai mare cu cît sînt mai scăzute valențele ionilor din complexul de absorbție, concentrația de ioni și temperatura soluției în care se află particulele. Unele din procedeele de îmbunătățire a proprietăților terenurilor se bazează pe această proprietate.

Grosimea învelișului de apă legată se poate modifica prin evaporare sau prin aplicarea unei încărcări exterioare asupra terenului. În cazul descărcării terenului are loc dimpotrivă o tendință de refacere a grosimii inițiale a peliculei de apă legată.

În cazul în care învelișurile au grosimi diferite, moleculele de apă sînt atrase mai mult spre particula cu pelicula mai subțire, producîndu-se astfel o deplasare a apei de la particulele ce exercită o forță de atracție mai redusă spre cea care exercită o forță de atracție mai puternică, pînă la egalarea celor două forțe de atracție. Acest mod de migrare a apei legate oferă explicația fenomenelor de contracție și umflare, fenomene bine cunoscute în cercetarea condițiilor geotehnice referitoare la fundarea construcțiilor.

Prezența învelișului de apă legată explică proprietatea pămînturilor coesive de a nu putea fi modelate decît în cuprinsul unei anumite game de umidități, definind plasticitatea. Dacă în jurul particulelor s-ar afla numai apă liberă, atunci din starea uscată, cînd terenul este tare, s-ar trece direct în starea de curgere.

În consecință stările de consistență ale rocilor granulare coesive pot fi explicate prin preponderența unui anumit tip de apă; astfel se poate considera că umiditatea rocilor granulare în stare coesivă (cimentată) se datorează apei strîns legate, cea a rocilor granulare în stare plastică apei slab legate, iar cea a rocilor granulare în stare curgătoare apei libere.

Apa capilară. Este cunoscut fenomenul de ridicare a apei în tuburile capilare (fig. 4.2); coloana de apă de înălțime h_c este susținută de forța de tensiune superficială T_s care se dezvoltă pe circumferința meniscului și peretele tubului capilar.

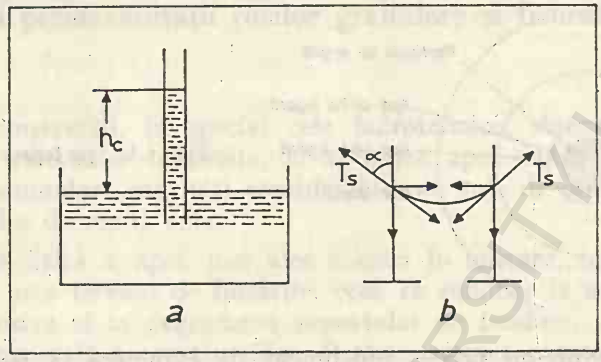


Fig. 4.2. Tuburi capilare (*a*) și forța care acționează asupra unui tub capilar (*b*).

Conform fig. 4.2 se poate scrie următoarea ecuație de echilibru:

$$2\pi r T_s \cos \alpha = \pi r^2 h_c \gamma_w \qquad (4.1)$$

Dacă admitem că $\alpha = 0$ și $\gamma_w = 1$ g/cm^3

atunci $h_{cmax} = \dfrac{2T_s}{r}$

unde r este raza de curbură; α — unghiul dintre tangența la menisc și orizontală; h_c — înălțimea capilară; γ_w — greutatea specifică a apei; T_s — tensiunea superficială.

Golurile terenului — porii — pot fi asimilați cu niște tuburi capilare cu secțiune neregulată. Dimensiunea lor depinde de tipul rocii și respectiv de diametrul particulelor constituente și este aproximativ egală cu 1/5 din diametrul mediu al particulelor. Astfel, un nisip avînd diametrul mediu al granulelor de 1 mm, are pori de circa 0,2 mm, un pămînt prăfos cu dimensiunea medie de 0,01 mm are pori de 0,002 mm, iar o rocă argiloasă cu particule de 0,002 mm are pori de 0,0004 mm.

Înălțimile capilare uzuale măsurate în roci granulare sînt cuprinse în următoarele intervale de valori: nisipuri $h_c = 10...100$ cm; prafuri $h_c = 200...300$ cm; argile $h_c = 400...500$ cm.

Apa liberă. Apa liberă sau apa gravitațională este apa care se deplasează în pămînt sub influența gravitației. Spre deosebire de apa legată, care este reținută la suprafața particulelor de pămînt prin forțe de natură electrochimică, apa gravitațională este liberă față de scheletul mineral, fiind prezentă îndeosebi în porii rocilor granulare necoesive. Provenind din apele de precipitații, care se infiltrează în pămînt, apa liberă se acumulează în porii stratelor de roci formînd strate de apă subterană.

Presiunea apei din pori. În unele roci granulare apa din pori poate avea o oarecare presiune și anume cu cît granulația este mai fină cu atît această presiune este mai mare.

Presiunea din pori este legată și de poziția nivelului apei subterane. De regulă la nivelul apei subterane această presiune este egală cu cea atmosferică; deasupra acestui nivel presiunea apei din pori este mai mică decît presiunea atmosferică, iar sub nivelul apelor subterane este mai mare, variația presiunii apei din pori în raport cu poziția nivelului apei subterane făcîndu-se după o funcție liniară.

În majoritatea cazurilor însă mărimea presiunii apei din pori nu corespunde acestei legi de distribuție de echilibru și ca urmare au loc fenomene de mișcare a apei prin pămînt. Astfel de fenomene pot fi provocate de producerea unor evaporări sau umeziri în zona de roci nesaturate, ceea ce în final conduce la modificări ale valorilor presiunii apei din pori. Modificarea presiunii din porii rocilor granulare poate fi cauzată și de schimbarea presiunilor exterioare. Creșterea presiunii exterioare conduce la apariția unei presiuni suplimentare în apa din pori. Determinarea existenței și mărimii presiunii apei din pori este de un deosebit interes, pentru că pe de o parte condiționează fenomenele de circulație a apei din roci, iar pe de altă parte influențează efectiv eforturile care acționează asupra scheletului terenului, deci asupra deformațiilor acestuia. Vom examina numai modurile de circulație a apei prin roci granulare, eforturile care acționează asupra scheletului rocilor stîncoase fiind examinate în alte capitole.

Mișcarea apei în pămînt. Apa în stare liberă din pămînt are o structură bine marcată, care se datorește atît caracterului său dipolar cît și influenței sarcinilor electrice ale particulelor solide și ale ionilor conținuți în soluție. Solicitările exterioare de natură mecanică, electrică, termică sau altele conduc la modificări ale structurii și deci și ale proprietăților sistemului apă-corp dispers, modificări ce sînt însoțite de schimbări de masă și de energie.

Termodinamica ne pune la dispoziție unele legi care pot fi aplicate la analiza fenomenelor de mișcare a apei prin pămînt, dar nu există încă suficiente date experimentale pentru a stabili forma cea mai potrivită a parametrilor fizici care intervin într-o astfel de analiză. În consecință se tratează în mod izolat acțiunea diferiților factori care provoacă migrarea apei prin materialele poroase și se face o separație netă între mișcarea apei în fază lichidă și în faza gazoasă. Mișcarea apei în faza lichidă are loc prin curgere capilară sau prin transfer de masă între particulele de apă ce înconjură particulele solide. Intensitatea mișcării apei lichide este influențată puternic de starea de umiditate, în sensul că la același gradient, viteza de mișcare a apei scade foarte mult cu reducerea umidității. De aici rezultă că mișcarea apei lichide prezintă o deosebită importanță în cazul rocilor granulare cu un grad mare de umiditate.

Mișcarea apei în faza gazoasă poate avea loc numai atunci cînd porii materialului nu sînt complet plini cu lichid, deci este și ea influențată direct de gradul de umiditate. Această mișcare se poate datora existenței gradienților de umezeală ai aerului din pori, curenților de aer sau schimbului de aer dintre pămînt și atmosferă. De obicei se consideră că migrația apei sub formă de vapori apare ca un proces continuu de evaporare-condensare.

Din cele expuse mai sus rezultă că în materialele poroase nesaturate nu se poate vorbi de mișcarea apei numai sub formă de vapori, întrucît, de obicei, cele două procese coexistă. Atunci cînd materialul este mai aproape de starea de saturație predomină mișcarea apei sub formă lichidă, în timp ce la umidități reduse ale materialului predomină mișcarea sub formă de vapori.

Fenomene de umflare-contracție. Cunoașterea deformațiilor materialelor și elementelor de construcție, ca și a rocilor din terenul de fundare, reprezintă una din problemele fundamentale ale geologiei inginerești, întrucît atunci cînd deformațiile depășesc anumite limite stabilitatea construcțiilor este periclitată. Variațiile de volum ale terenului de fundare, respectiv fenomenele de umflare-contracție cauzate de modificările umidității rocilor argiloase, sînt cu deosebire periculoase. Variațiile de volume sînt provocate de două categorii de forțe: externe și interne.

Forțele externe se datoresc solicitărilor aplicate la periferia masivului de rocă și provoacă reduceri de volum ca rezultat al tasărilor sau reducerii dimensiunilor golurilor. Aceste reduceri de volum sînt în general mai mici și se produc într-o perioadă mai scurtă la nisipuri și sînt în final mai mari la argilă, unde se produc însă în timp cu mult mai lung.

Primele studii asupra deformațiilor argilelor saturate în urma comprimării au fost făcute de Terzaghi, care a elaborat teoria consolidării și care este tratată în capitolul 3. Amintim doar că forțele interne se dezvoltă numai în cazul rocilor argiloase și se datoresc interacțiunii dintre apă și scheletul solid al acestor roci. Odată cu variația umidității se produce în argile și o modificare de volum. Umflarea este provocată de creșterea umidității, în timp ce contracția are loc în condițiile de reducere a umidității, astfel că aceste fenomene apar ca niște consecințe ale mișcării apei.

Analizînd fenomenul de umflare prin prisma legilor termodinamicii rezultă că un solid își mărește volumul atunci cînd absoarbe un lichid. Pentru a explica producerea fenomenelor de umflare-contracție se recurge la eforturile care apar în pereții capilari ai argilei. Pentru explicarea acestui fenomen, în care predomină acțiunea de absorbție și nu acțiunea capilară, se folosește noțiunea de *presiune de despicare*, întîlnită adesea în literatura de specialitate. În conformitate cu această teorie, apa care este absorbită, ca urmare a energiei disponibile pe suprafețele particulelor de rocă, pentru a putea forma pelicule exercită o presiune asupra particulelor tinzînd să le depărteze, adică se le despice. Ca urmare a acestor procese și ca o consecință a fenomenului de umflare-contracție, în roci apare un factor asociat: *presiunea de umflare*. Într adevăr cînd roca nu are posibilitatea să-și mărească volumul în mod corespunzător, ca urmare a existenței unor pereți care-i limitează masa, asupra acestora din urmă se exercită o presiune. În general cu cît posibilitățile de deplasare a pereților care limitează masa de pămînt sînt mai reduse, cu atît se dezvoltă presiuni de umflare mai ridicate. Deformațiile și presiunile care însoțesc fenomenul de umflare-contracție depind însă și de alți factori între care: compoziția minerologică, granulația, conținutul în particule coloidale, conținutul de electroliți în apa din pori, structura, starea de îndesare și umiditatea inițială. Este cunoscut că cu cît o rocă argiloasă are un conținut mai ridicat de montmorilonit cu atît prezintă fenomene de umflare-contracție mai accentuate și dezvoltă presiuni de umflare mai mari. În afară de compoziția minerologică și natura cationilor, o influență deosebită asupra fenomenelor de umflare-contracție o are conținutul de particule fine, în special coloidale. Există chiar încercări de clasificare a gradului de umflare a rocilor argiloase după conținutul de particule coloidale. Structura rocii argiloase exercită de asemenea o importantă influență asupra fenomenelor de umflare-contracție. Rocile nisipoase, datorită conținutului ridicat de particule grosiere, nu au un procent ridicat de

agregate structurale și din această cauză prezintă variații mici de volum prin modificarea umidității, în timp ce rocile argiloase puternic structurate au variații mari de volum atunci cînd se umezesc sau se usucă; de aceea în aceste roci se produc numeroase fisuri. În general, cu cît terenul este mai îndesat cu atît creșterea de volum este mai mare, cu condiția ca umflarea să fie liberă. În ce privește umiditatea inițială se poate afirma că cu cît aceasta este mai mică cu atît fenomenele de umflare se manifestă cu intensitate mai mare.

Influența stării de umiditate asupra proprietăților rocilor granulare. Fenomenele de interacțiune din rocile granulare depind de natura și alcătuirea fazelor constituente, precum și de raporturile dintre ele. Dacă natura și fazele constituente ale unei roci sînt fixe, atunci pentru caracterizarea raporturilor dintre ele sînt necesari doi indici și anume unul care caracterizează starea de îndesare și altul starea de umiditate. În cazul rocilor nesaturate, care se comportă ca sisteme bifazice, intensitatea fenomenelor de interacțiune la solicitările exterioare depinde numai de starea de îndesare. Comportarea rocilor nesaturate, deci a sistemelor bifazice, la acțiunile exterioare este mult mai complexă iar intensitatea fenomenelor de interacțiune depinde atît de starea de îndesare cît și de starea de umiditate.

Pentru a putea face o analiză edificatoare asupra comportării rocilor granulare nesaturate sub acțiunea solicitărilor de diferite feluri, este necesar să se dispună de o metodologie specială de prelucrare a datelor ce caracterizează stările de umiditate și îndesare. Modul de variație a indicilor ce caracterizează raporturile dintre faze poate fi urmărit în condiții bune cu ajutorul reprezentărilor grafice sub formă de abace. Una dintre abacele cele mai des utilizate (fig. 4.3) este cea propusă de inginerul Fernando Terracina. Această abacă, în forma prezentată, conține în ordonată umiditatea W iar în abscisă volumul total al rocii corespunzător la 100 din fază solidă, adică V_{100}.

În afară de liniile verticale sînt și o serie de linii înclinate corespunzătoare diferitelor greutăți volumetrice în stare umedă γ_w, a căror ecuație poate fi redusă astfel:

$$\gamma_w = G_s + G_l + G_s \frac{W}{100} = (1 - n)\gamma_s \left(1 + \frac{W}{100}\right) \tag{4.2}$$

unde G_s este greutatea scheletului mineral; G_l — greutatea fazei lichide; γ_s — greutatea specifică; W — umiditatea; n — porozitatea.

Această relație generală leagă cei patru indici γ_w, γ_s, n și W și dă posibilitatea ca fiind cunoscuți trei din acești indici să se poată calcula cel de al patrulea. Făcînd anumite transformări obținem:

$$\gamma_w = \gamma_u \left(1 + \frac{W}{100}\right)$$

$$\text{sau } W = \gamma_w V_{100} - 100 \tag{4.3}$$

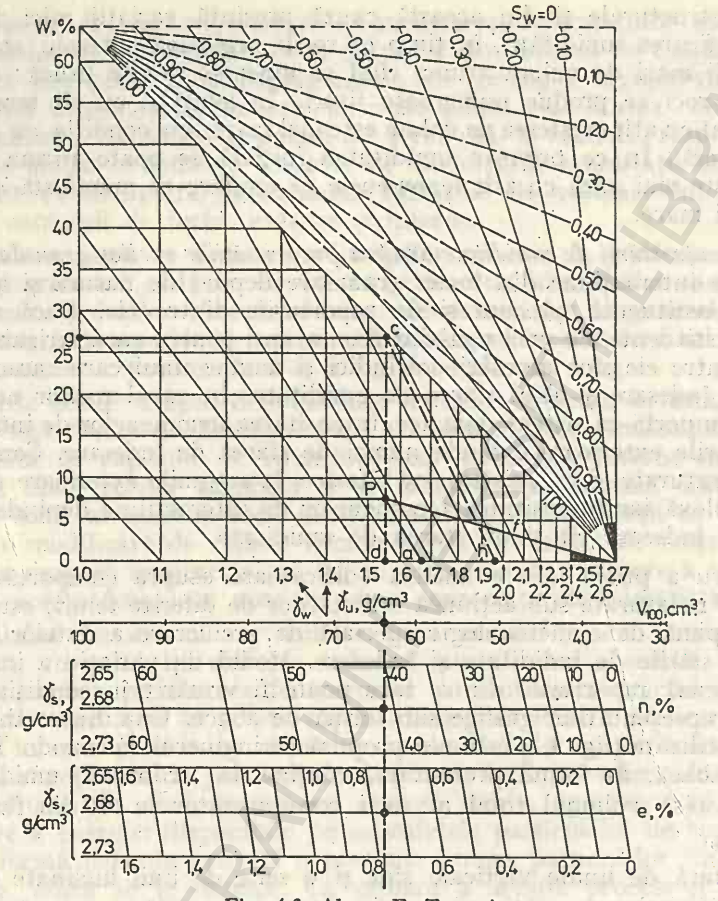


Fig. 4.3. Abaca F. Terracina

Rezultă că fiecărei greutăți volumetrice γ_w date îi corespunde o dreaptă care are tocmai această pantă. Pentru $W = 0$ se obține relația

$$\gamma_w = \frac{100}{W_{100}} = \gamma_u$$

Deci pe axa absciselor corespund aceleași gradații pentru γ_w și γ_u. De asemenea din relațiile 4.2 și 4.3 rezultă

$$n = 1 - \frac{100}{V_{100}} \cdot \frac{1}{\gamma_s} \tag{4.4}$$

Analizînd cele de mai sus rezultă că fiecărei greutăți volumetrice date îi corespunde o dreaptă care are tocmai această pantă. Ținînd seama de faptul că pentru un același grad de umiditate panta dreptei este constantă, independent de valoarea greutății specifice, în partea de sus a abacei s-au trasat pantele corespunzătoare diferitelor grade de umiditate S_w de la 0 la 1 din 0,1 în 0,1. Poziția fiecărui punct din abacă este determinată atunci

cînd se cunosc doi dintre următorii indici: W, n, e, γ_u, γ_w, S_w, valorile celorlalți indici pot fi stabilite după aceea cu ajutorul abacei într-un timp relativ scurt.

De exemplu se ia un nisip cu $\gamma = 2{,}65$ g/cm^3 a cărui stare este caracterizată de indicii $W = 8\%$ corespunzător punctului b și $\gamma = 1{,}67$ g/cm^3 corespunzător punctului a din punctul b se duce o paralelă la axa absciselor iar din punctul a o dreaptă de egală greutate volumetrică $\gamma_w = 1{,}67$ g/cm^3 iar la intersecția lor se găsește punctul P corespunzător stării în care se găsește nisipul. Înclinarea dreptei f care unește punctul P cu punctul de pe axa absciselor corespunzător greutății specifice a rocii indică gradul său de umiditate $S_w = 0{,}3$.

Ducînd o paralelă la ordonată prin punctul P se obțin pe axa indicelui golurilor $e = 0{,}71$ pentru $\gamma_s = 2{,}65$ iar pe axa porozităților $n = 42\%$ tot pentru $\gamma_s = 2{,}65$. La intersecția cu dreapta de saturație în punctul g se obține valoarea umidității $W_{sat} = 26{,}5$ iar în punctul h se obține valoarea greutății volumetrice $\gamma_{sat} = 1{,}97$; în punctul d putem găsi valoarea greutății volumice în stare uscată $\gamma_s = 1{,}55$ g/cm^3 respectiv $V_{100} = 64{,}5$ cm^3.

Avantajul principal al acestei abace constă în faptul că liniarizează rețeaua formată de curbele de egală umiditate W, de egală greutate volumică uscată γ_u și umedă γ_w și de egal grad de umiditate S_w dînd posibilitatea construirii cu ușurință a oricărui domeniu care interesează mai mult tipul de rocă studiată.

Apa în roci fisurate. Existența apei în roci fisurate prezintă unele diferențe față de cea întîlnită în roci granulare. În literatura de specialitate adesea se vorbește de circulația apei în medii poroase, de filtrație, de circulația apei în spații interstițiale sau de circulația apei prin fisuri. Această separare nu are o corespondență decît parțială în condițiile naturale.

Depozitele aluvionare prezintă căi de circulație a apei similare cu cele existente în fisurile masivului de rocă, iar masivul de rocă conține, la rîndul său, goluri sub formă de pori. Circulația apei într-un masiv de rocă fisurată are o alură complexă. Fiecare fractură are un regim de curgere particular. În general nu se poate vorbi de un zăcămînt continuu de apă subterană în roci fisurate. Masivul de rocă prezintă numeroase discontinuități de proveniență diferită și într-o gamă foarte largă de dimensiuni. După unii specialiști, dimensiunile discontinuităților sau accidentelor prezente într-un masiv de rocă variază de la 10^{-8} mm pînă la 10^6 mm.

O altă caracteristică a masivului cu privire la discontinuități este și frecvența acestora, adică distanța dintre ele, care de asemenea variază considerabil. Distanța dintre aceste accidente este proporțională cu dimensiunile lor: cele cu dimensiuni mici se întîlnesc la distanțe foarte mici, iar cele cu dimensiuni mari se întîlnesc la distanțe de mai mulți kilometri.

Trebuie subliniat că metodologia de studiu a condițiilor hidrogeologice ale masivului de rocă fisurată se deosebește substanțial de cea a rocilor granulare, datorită în primul rînd deosebirile lor litologice. Totuși menționăm că se aplică aceleași legi și principii la ambele tipuri litologice însă cu adaptările respective. În cazul studiului formațiunilor reprezentate prin conglomerate cu ciment slab în raport cu elementele componente se întîmpină mari greutăți în procesul de forare și la realizarea probelor de permeabilitate.

În aceste cazuri se apelează la forajul cu circuit de noroi pentru menținerea pereților găurii de foraj, iar la realizarea probelor de permeabilitate se utilizează o aparatură mai complexă decît cea clasică. Date mai detailate cu privire la metodologia de studii a acestor roci sînt prezentate în capitolul 5.

4.1.2. Fenomene de lichefiere

Lichefierea depozitelor granulare necoezive apare în timpul mișcărilor seismice și conduce la producerea de surpări periculoase pentru construcțiile ce le suportă.

Fenomenul de lichefiere reprezintă reașezarea particulelor la un grad de îndesare mai mare în raport cu gradul de îndesare natural. Reașezarea particulelor se produce în momentul cînd mișcările seismice creează tensiuni în rocile granulare care conduc la depășirea rezistențelor tangențiale. În acest moment se produce alunecarea particulelor unele față de celelalte, realizîndu-se o îndesare a materialului. Dar această îndesare se produce destul de neuniform în spațiu, așa după cum nici porozitatea și nici gradul de îndesare nu sînt uniforme în spațiu. În consecință se produc importante tasări diferențiale ale depozitelor granulare, mai ales cînd acestea sînt solicitate de sarcini date de construcții și apar deformații care la suprafața terenului se transformă în crăpături importante.

Evaluarea potențialului de lichefiere a terenurilor granulare de fundație este de o mare importanță în special pentru construcțiile hidrotehnice. Această problemă a preocupat mult pe specialiștii geotehnici din toată lumea. Cutremurul care a avut loc în Peru la 31 mai 1970 a scos în evidență fenomenul de lichefiere pe zone foarte lungi. În partea dinspre aval a lacului glacial Querococha, unde se prevedea proiectarea unui baraj de 45 m înălțime pe depozite morenice, s au observat crăpături cu deschideri de 1—2 m. și adîncimi măsurate de 3—4 m. După cutremur s au cartat toate aceste crăpături, constatîndu-se că ocupă o suprafață însemnată, unele dintre ele atingînd lungimi de ordinul a 50 m.

În anul 1975, între 11—15 august, a avut loc la Lima în Peru Reuniunea Andină, unde s-a analizat influența mișcărilor seismice asupra terenurilor. Ea a scos în evidență trei concluzii generale:

— datorită faptului că nu s-a ținut cont de zonele cu terenuri sensibile la fenomene de lichefiere, cutremurul din anul 1970 a provocat pagube mari prin dărîmarea unor construcții importante.

— cel mai important factor al fenomenului de lichefiere a solului este poziția nivelului piezometric al apei subterane;

— să nu se mai construiască obiective importante în zone seismice fără să se țină seama în calcule de potențialul de lichefiere al terenului de fundare.

Criterii de apreciere a potențialului de lichefiere. Aprecierea potențialului de lichefiere trebuie să țină seama de următorii factori mai importanți: tipul terenului (terenuri granulare necoesive); densitatea relativă a terenului

sau compactitatea; compoziția granulometrică; presiunea interstițială inițială; intensitatea mișcării seismice; durata mișcărilor seismice.

La baza evaluării potențialului de lichefiere stau două relații importante:

a) Efortul tangențial mediu (ciclic) τ_{med} care ia naștere în scoarța terestră în timpul mișcărilor seismice la adîncimea h de la nivelul terenului și care se estimează cu relația:

$$\tau_{med} = 0{,}65\, r_d \gamma h \frac{a_{max}}{g} \tag{4.5}$$

în care r_d este un coeficient empiric de reducere a presiunii avînd valori subunitare; γ — greutatea specifică a rocilor; a_{max} — accelerația maximă orizontală; g — accelerația gravitației ;h — adîncimea de la nivelul terenului pînă la punctul de calcul;

b) Raportul dintre efortul tangențial τ necesar să producă lichefierea după un anumit număr de cicluri (l), și presiunea efectivă σ, a terenului în funcție de datele de laborator determinate prin încercări de compresiune triaxială ciclică:

$$\frac{\tau}{\tau_0'}\, l\, D_r = C_r \left(\frac{T_{dl}}{2T_a}\right) l_{50} \left(\frac{D_r}{50}\right) \tag{4.6}$$

pentru $D_r < 80\,\%$

unde τ este efortul ciclic tangențial; σ_0' — presiunea efectivă inițială; l — numărul de cicluri; D_r — densitatea relativă; C_r — coeficient de corecție aplicat la rezultatele determinărilor de compresiune triaxială; T_{dl} — deviatorul presiunii ciclice care produce lichefierea; T_a — presiunea inițială a apei din pori.

Astfel comparînd efortul mediu ciclic tangențial τ_{med} ce se naște la o adîncime dată, cu rezistența ciclică tangențială τ, care este capabilă să producă lichefierea materialului la această adîncime, s-a stabilit un criteriu de apreciere a potențialului de lichefiere.

Pentru un cutremur probabil de mărime moderată au fost utilizați următorii parametri pentru a estima valorile limită ale densității relative la care lichefierea poate avea loc:

$$a_{max} = 0{,}2 \text{ g.}$$

$$l = 10 \text{ cicluri}$$

$$0{,}8 < r_d < 1{,}7$$

$$0{,}6 < c_r < 0{,}7$$

$$\rho = 1{,}44 \ldots 1{,}76 \text{ g/cm}^3$$

$$\frac{T_{dl}}{(2T_a)_{l_{50}}} = 0{,}2 \ldots 0{,}3; \; h_w = 0 \ldots 3 \text{ m.}$$

BIBLIOTECA UNIVERSITY LIBRARY IAȘI

Efectuînd calculele respective și aplicînd unele corecții s-au stabilit următoarele valori ale raportului $\frac{\tau}{\sigma_0'}$ care produce lichefierea, funcție de gradul de îndesare (fig. 4.4).

$$\frac{\tau}{\sigma_0'} = 0{,}114 \text{ pentru } D_r = 50\%$$

$$\frac{\tau}{\sigma_0'} = 0{,}211 \text{ pentru } D_r = 80\%$$

$$\frac{\tau}{\sigma_0'} = 0{,}366 \text{ pentru } D_r = 90\%$$

Reprezentarea grafică apare în fig. 4.4.

Criteriile de apreciere a potențialului de lichefiere pot fi rezumate după cum urmează:

— sedimentele fin-granulare necoezive cu densitate relativă mai mică de 65% sînt considerate că au un potențial înalt de lichefiere chiar la cutremure moderate;

— sedimentele fin-granulare necoezive cu o densitate relativă mai mare de 90% sînt considerate că au un potențial de lichefiere redus chiar în zone cu cutremure majore;

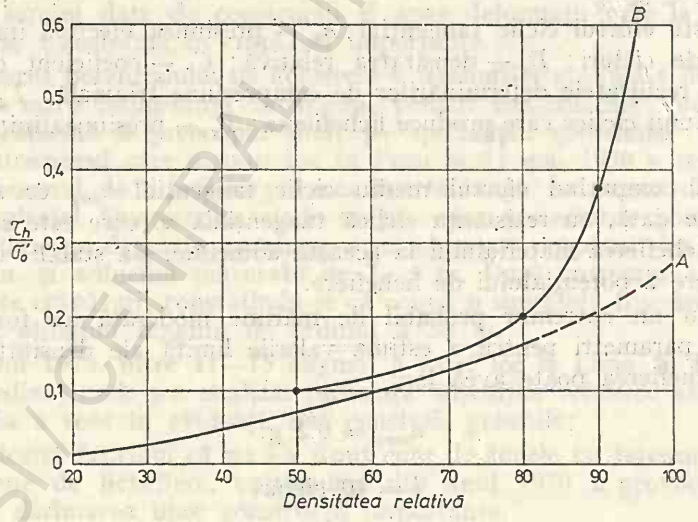


Fig. 4.4. Raportul presiunilor estimate $\frac{\tau_h}{\sigma_0}$ la care se produce lichefierea materialului în condiții de teren în timpul a 30 cicluri de încărcare.

— sedimente fin-granulare necoezive saturate cu densitatea relativă între 65% și 90% au un potențial de lichidare moderat, care depinde de intensitatea și durata mișcărilor seismice, precum și de proprietățile structurale ale sedimentelor.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Uneori, pentru a ușura aplicarea criteriilor de lichefiere în observațiile de teren, densitatea relativă a fost estimată din datele de penetrare standard. Acest procedeu este prezentat schematic în fig. 4.5.

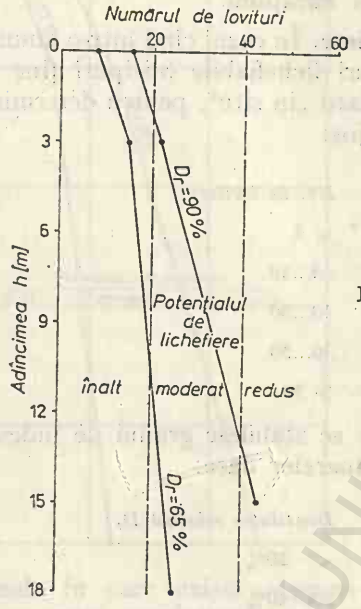


Fig. 4.5. Criterii folosite pentru estimarea potențialului de lichefiere în teren.

Clasificarea crăpăturilor ce apar asociate cu lichefierea. Se deosebesc trei tipuri de crăpături ce pot fi atribuite lichefieri:

1. Crăpături care în general apar în taluze cu o înclinare moderată constituite din depozite granulare slab consolidate. În acest caz, de îndată ce a avut loc lichefierea, deformația de curgere începe și continuă pînă cînd forțele de rezistență sînt reduse la o valoare mai mică decît forța de rezistență tangențială a solului lichefiat (ceea ce este similar cu reducerea pantei). Cînd acest stadiu este atins, materialul încetează să mai curgă și se solidifică, în general departe de punctul de origine.

2. Crăpături ce se formează cel mai des pe taluze line constituite din depozite cu densitate slabă spre moderată. În acest tip de crăpături se produce lichefierea și începe curgerea. După o anumită deplasare, limitată, curgerea se oprește, datorită scăderii bruște a presiunii interstițiale, ca rezultat al tendinței de creștere a volumului în timpul forfecării terenurilor slabe. O continuare a mișcărilor seismice poate cauza lichefierea (dacă acestea influențează asupra rezistenței la forfecare), iar în a doua perioadă de punere în mișcare a alunecării se poate produce următoarea stabilizare. Această succesiune poate continua atît cît continuă mișcările seismice puternice. Factorii care contribuie la deplasări însemnate sînt durata mare a cutremului și gradul de consolidare a rocilor.

3. Crăpături create brusc în stratul de argilă superior, care realizează presiune în stratul acvifer, deci în condițiile existenței unui strat cu apă sub-presiune (ex. în Peru s-a rupt stratul superior și s-a creat un lac de

6 km lungime și cîteva sute de m lățime). Dacă pe un asemenea strat este fundat un baraj cu lac de acumulare, pericolul este foarte mare, întrucît prin ruperea stratului de argilă, apa pierde presiunea și se pot produce tasări importante în zona lacului și barajului.

Estimarea potențialului de lichefiere. În cazul cînd într-o anumită regiune se presupune existența unor terenuri lichefiabile (nisipuri fine medii) este indicat să se execute penetrări standard „in situ", pentru determinarea stării de îndesare conform celor de mai jos:

Starea de îndesare	*Nr. de lovituri*
nisip foarte afinat	< 4
nisip afinat	4...10
nisip compact	10...30
nisip îndesat	30...50
nisip foarte îndesat	> 50

În funcție de această clasificare se stabilesc gradul de îndesare și densitatea relativă D_r, conform următoarelor date:

Starea de îndesare	*Densitatea relativă* D_r
foarte afînat	< 20%
afînat	20—40%
compact	40—60%
îndesat	60—80%
foarte îndesat	>80%

Densitatea relativă se mai poate determina și cu ajutorul relației

$$D_r = \frac{e_{max} - e}{e_{max} - e_{min}} \tag{4.7}$$

în care e_{max} este indicele porilor în starea cea mai afînată; e_{min} — indicele porilor în starea cea mai îndesată; e — indicele porilor în starea cea mai naturală.

Valorile densității relative D_r în funcție de starea de îndesare, sînt:

Starea de îndesare	*Densitatea relativă* D_r
Foarte afînat și afînat	$D_r < 1/3$
Compact și îndesat	$D_r = 1/3...2/3$
Foarte îndesat	$D_r = 2/3...1$

Cu valorile determinate mai sus se folosește diagrama de estimare a potențialului de lichefiere a terenului (fig. 4.6).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

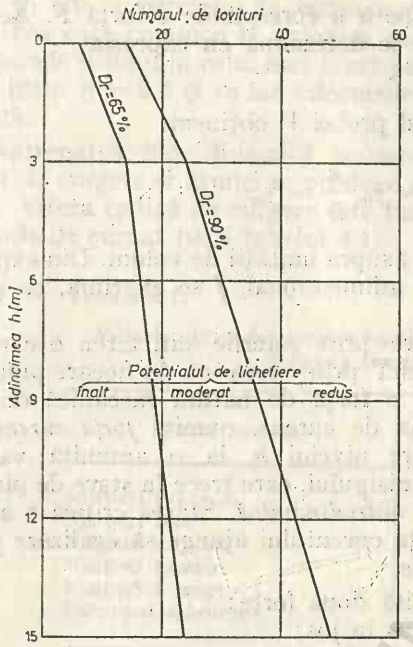


Fig. 4.6. Clasificarea terenurilor după potențialul de lichefiere.

În zonele în care există nisipuri cu un înalt potențial de lichefiere trebuie să se evite amplasarea construcțiilor sau să se procedeze la excavarea, consolidarea sau compactarea acestor depozite.

4.1.3. Acțiunea mecanică a apei asupra rocilor

În procesul de curgere prin golurile din roci, apa liberă exercită o acțiune hidromecanică asupra particulelor solide. Acțiunea hidromecanică poate fi pusă în evidență prin încercări simple de laborator. Astfel, se iau

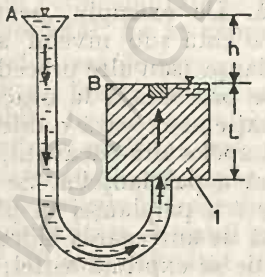


Fig. 4.7. Acțiunea mecanică a apei asupra rocilor.

două vase comunicante transparente A și B, se umplu cu apă și se leagă între ele printr-un tub flexibil (fig. 4.7).

În vasul B se introduce o probă de nisip de înălțime L. Vasele sînt astfel așezate încît să se realizeze o diferență h între nivelurile de apă dintre acestea. Denivelării h îi corespunde o pierdere de presiune egală

cu $\gamma_w h$, căreia pentru proba de secțiune a îi corespunde o forță F. Această forță poartă numele de *forță totală* și se determină cu expresia

$$F = \gamma_w h a \tag{4.8}$$

Dacă raportăm forța F la volumul probei V obținem:

$$f = \frac{F}{V} = \frac{\gamma_w h a}{La} = \gamma_w \frac{h}{L} = \gamma_w i$$

Forța f reprezintă forța curentului asupra unității de volum. Din expresia de mai sus, în care i este un număr adimensional, f se exprimă, ca și γ_w, în kN/m³.

Acțiunea pe care apa în mișcare prin golurile din teren o exercită asupra scheletului mineral se manifestă prin aceea că în fiecare punctual traiectoriei curentului de apă apare o forță de natură mecanică dirijată în sensul curentului, tangentă la linia de curent, numită *forța curentului*.

Mărindu-se treptat diferența dintre nivelul h, la o anumită valoare lui h se provoacă o afînare puternică a nisipului, care trece în stare de plutire. Acest fenomen este denumit *antrenare hidrodinamică*. Starea critică a antrenării hidrodinamice se atinge cînd forța curentului ajunge să egalizeze greutatea proprie a particulelor componente.

Asupra volumului unitar se exercită două forțe:
— greutatea proprie, dirijată de sus în jos;
— forța curentului $f = \gamma_w i$,, dirijată de jos în sus.

Situația critică este redată de expresia:

$$\gamma' = \gamma_w i_{cr}$$

de unde

$$i_{cr} = \frac{\gamma'}{\gamma_w} = \frac{\left(1 - \frac{n}{100}\right)\left(\gamma_s - \gamma_w\right)}{\gamma_w} \tag{4.9}$$

Pentru valorile uzuale ale lui n și α_s și luînd $\alpha_w = 10$ kN/m³, rezultă că $i_{cr} = 1$

La lucrările de construcții există numeroase situații în care se poate manifesta fenomenul de antrenare hidrodinamică. De exemplu, pentru a executa fundația unei construcții la uscat, dar la o cotă sub nivelul apelor subterane, se realizează un perete etanș din palplanșe (sau alte procedee cu efect similar). În tot timpul execuției lucrărilor se procedează la evacuarea apelor din excavații prin pompare. În această situație se creează o diferență între nivelul natural al apelor și nivelul dinamic al apelor din excavații, înregistrîndu-se linii de curent pe sub limita inferioară a palplanșelor. Se pune astfel problema determinării adîncimii de înfigere t a palplanșei în pămînt sub cota de fundație, astfel încît să se realizeze față de antrenarea hidrodinamică un coeficient de siguranță η. Această condiție se exprimă astfel:

$$i_{ef} = \frac{i_{cr}}{\eta} = \frac{\left(1 - \frac{n}{100}\right)\left(\gamma_s - \gamma_w\right)}{\eta \gamma_w} \tag{4.10}$$

Dintre toate liniile de curent pe care le descrie apa în mișcarea dintr-o parte în alta a peretelui în virtutea diferenței de nivel piezometric interesează cea care conduce la valoarea maximă a gradientului efectiv. Aceasta corespunde drumului celui mai scurt parcurs de apă, adică $h+t+t=h+2t$. Dacă luăm $\eta = 2{,}5$ și se fac înlocuirile respective se poate calcula valoarea t căutată.

Antrenarea hidrodinamică se asociază în numeroase cazuri cu viteza critică de curgere și atunci se produce eroziunea internă a anumitor particule solide. Viteza critică de curgere este funcție de diametrul particulei ce se află pe liniile de curent (vezi tabelul 4.1).

Tabelul 4.1.

Vitezele critice de scurgere funcție de mărimea granulelor rocii magazin (eroziune internă)

Natura terenului	Diametrele fragmentelor, mm	Viteza critică, m/s
Nisipuri prăfoase	0,01—0,10	0,01—0,020
Nisipuri fine	0,10—0,20	0,02—0,035
Nisipuri mijlocii	0,25—0,50	0,04—0,070
Nisipuri grosiere	0,50—1,00	0,07—0,100
Nisipuri f. mari	1,00—2,00	0,11—0,170
Pietrișuri mărunte	2,00—4,00	0,18—0,800

Dacă din calculele hidrogeologice rezultă că în anumite condiții de teren se dezvoltă curgeri cu viteze critice conform tabelului 4.1, pentru a evita producerea fenomenului de eroziune internă se vor lua măsurile necesare fie prin realizarea de filtre inverse, fie prin adoptarea unor soluții de lungire corespunzătoare a liniilor de curent.

4.1.4. Permeabilitatea rocilor

Prin permeabilitate se înțelege viteza de curgere a apei prin masivul de rocă considerat. Ea se exprimă în cm/s sau m/24 h și se notează cu litera K.

Cînd viteza de curgere este foarte mică sau nulă, rocile sînt impermeabile și constituie limite de infiltrație a apelor, sau de separare a unor nivele de roci permeabile, în care se găsește totdeauna o cantitate de apă, constituind un „acvifer" mai mult sau mai puțin bogat și respectiv productiv în apă. În afară de caracteristicile geologice, productivitatea unui strat acvifer este funcție de caracteristicile hidrogeologice și de factorii curgerii apelor subterane, adică de permeabilitate. Stratul acvifer cuprinde roca magazin și apa pe care o conține. El este delimitat în bază de patul impermeabil iar la partea superioară de suprafața piezometrică la acviferele cu nivel liber, sau de baza acoperișului impermeabil la acviferele sub presiune.

În cele ce urmează ne ocupăm de permeabilitatea complexelor de roci poroase în care apa este înmagazinată sub formă de strate acvifere; cazul

particular al rocilor fisurate sau cu goluri de dizolvare, carstice, în care apa este înmagazinată neuniform, este prezentat în sub capitolul 4.2.

Stratul acvifer cuprinde două părți distincte: roca magazin și conținutul de apă, și el poate fi cu nivel liber sau sub presiune. Delimitarea în fiecare caz se face astfel:

— La acviferele cu nivel liber: baza la un strat impermeabil, partea superioară la suprafața piezometrică.

— La acviferele sub presiune: baza la un strat impermeabil, acoperișul sub stratul impermeabil de deasupra.

4.1.4.1. Caracteristicile fizice ale rocii magazin

Caracteristicile hidrogeologice ale stratelor acvifere depind în primul rînd de structura și textura rocilor magazin. Din acest punct de vedere în natură se cunosc două tipuri principale de roci magazin: roci cu interstiții și roci fisurate. Uneori apare și un tip cu structură intermediară, așa cum este creta.

Rocile cu interstiții sau rocile mobile și slab cimentate sînt constituite dintr o fază solidă, reprezentată de granule cu forme și dimensiuni foarte variate, care închid între ele goluri mici, denumite și interstiții, sub formă de pori. Ele pot fi ocupate de lichide sau gaze.

Rocile fisurate sau rocile stîncoase sînt legate sau compacte, golurile cele mai importante fiind reprezentate prin fisuri deschise. Acest tip de roci prezintă deseori interstiții în spațiile dintre fisuri.

Caracteristicile fizice ale rocii magazin se studiază și se determină în laborator (granulația, porozitatea, analiza chimică) și pe teren (litologia, faciesul, fisurația).

Stabilirea compoziției granulometrice a unui material constă în separarea granulelor rocii în fracțiuni de anumite diametre. Se cunosc trei metode de determinare a granulației: metoda cernerii, metoda sedimentării și metoda pipetării.

Aceste metode fac posibilă determinarea compoziției granulometrice a mterialului ce cuprinde întreaga gamă de diametre a granulelor de la cele mai fine, prin metoda sedimentării, pînă la cele mai grosiere, prin metoda cernerii. Cînd cantitatea de material este foarte mică se aplică o metodă derivată din metoda sedimentării și anume metoda pipetării. Rezultatele analizei granulometrice pot fi reprezentate sub diferite forme grafice. Cea mai simplă reprezentare statistică este curba cumulativă granulometrică, care constă în marcarea pe un grafic semilogaritmic în abscisă logaritmică descrescătcare a dimatrelor granulelor în mm, iar în ordonată a greutăților cumulate exprimate în procente (fig. 4.8).

O altă reprezentare este diagrama circulară, în care rezultatele sînt figurate pe un cerc și fiecare sector este proporțional cu procentele în greutate din proba totală (fig. 4.9).

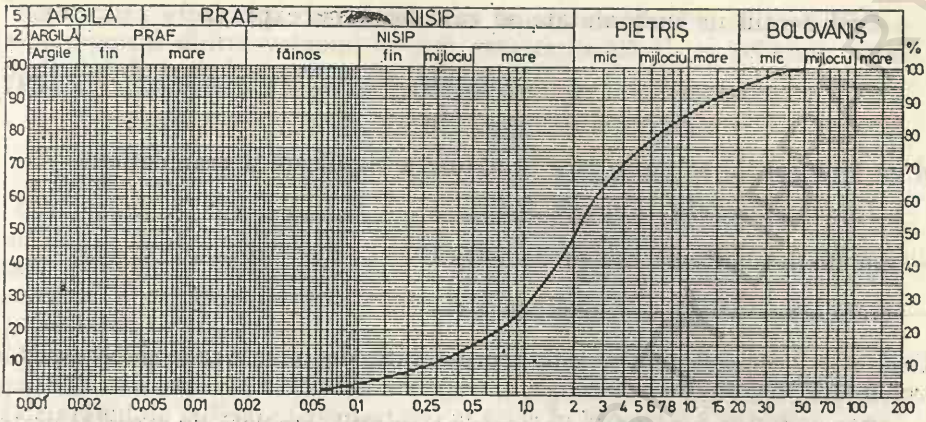


Fig. 4.8. Curba cumulativă a granulației.

Uneori se apelează la analiza microscopică a granulozității pentru reprezentarea evaluării procentuale relative a granulelor, așa cum este arătat schematic în fig. 4.10.

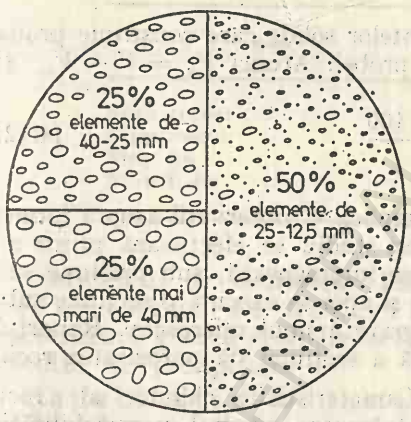


Fig. 4.9. Diagrama circulară a granulației.

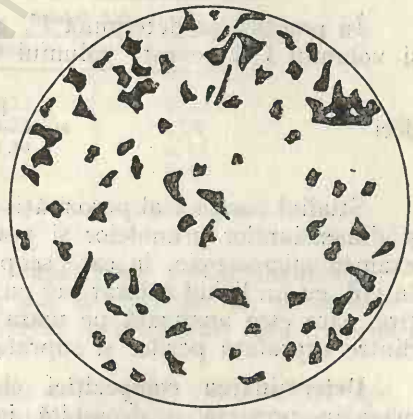


Fig. 4.10. Reprezentarea evaluării procentuale relative a granulelor într-un cîmp microscopic.

Pentru o caracterizare mai completă a granulației, în vederea stabilirii poziției curbei în scara granulometrică și omogenității granulației, se folosesc următorii parametrii calculați: diametrul eficace d_{10}, diametrul d_{60}, coeficientul de uniformitate U.

Diametrul eficace d_{10} este diametrul particulei care pe curba cumulativă granulometrică are 10% din greutatea sedimentului granulei inferioare acestuia; acesta se citește direct din curba cumulativă și reprezintă abscisa valori 10%.

Diametrul d_{60} se obține în mod similar considerînd 60%.

Coeficientul de uniformitate se calculează cu expresia

$$u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \tag{4.11}$$

și cu ajutorul lui se poate face următoarea clasificare a granulației:

Tipul granulației *Valorile lui u*

— granulație uniformă sau monometrică $u = 1 - 2$

— granulație variată sau heterometrică $u > 2$

Cînd $u = 1$ granulozitatea este reprezentată de o verticală și corespunde volumului maxim de goluri.

Determinarea porozității. Valoarea porozității este dată de raportul dintre volumul de goluri V_g și volumul total. Exprimată în procente, porozitatea are următoarea expresie:

$$n = \frac{V_g}{V} \cdot 100$$

În practică se determină V_s al elementelor solide care constituie proba și volumul V care este volumul total al probei. Atunci $V_g = V - V_s$, și

deci $$n = \frac{V - V_s \cdot 100}{V} \tag{4.12}$$

Studiul complet al porozității totale implică și observații asupra formei și dimensiunilor granulelor și porilor. Acest studiu se efectuează printr-un examen microscopic, în care scop proba se impregnează, sub presiune sau în vid, cu un lichid colorat sau cu o rășină și apoi se execută o secțiune subțire, care este analizată pe masa de integrare a unui microscop. Raportul dintre suprafața porilor și suprafața totală a secțiunii dă porozitatea rocii.

Determinarea compoziției chimice. Caracteristicile chimice ale rocii magazin prezintă o deosebită importanță pentru studiul permeabilității și porozității și mai ales geochimia apelor subterane.

Prin conținutul de săruri solubile, rocile au o influență asupra compoziției chimice a apelor subterane și asupra evoluției ei în spațiu și timp. Analiza chimică a rocilor permite, prin determinarea conținutului în substanțe insolubile, în special în argilă, să avem o apreciere asupra permeabilității.

4.1.4.2. Caracteristicile hidrogeologice ale rocii magazin.

Caracteristicile hidrogeologice ale stratelor acvifere depind în primul rînd de caracteristicile fizice ale rocii magazin. Acestea sînt porozitatea eficace, coeficientul de înmagazinare, permeabilitatea și transmisivitatea.

Porozitatea eficace și coeficientul de înmagazinare. Porozitatea eficace n_e este raportul dintre volumul de apă gravitațională V_e și volumul total al masivului de rocă V exprimat în procente:

$$n_e = \frac{V_e}{V} \cdot 100 \qquad (4.13)$$

Coeficientul de înmagazinare S este volumul de apă eliberat de o prismă verticală din stratul acvifer de secțiune egală cu unitatea, pentru o scădere unitară a nivelului piezometric sau a sarcinii. Acest coeficient se exprimă în procente și depinde de caracteristicile fizice ale rocii magazin, în special de porozitatea totală.

Porozitatea eficace este în funcție de compoziția granulometrică a rocii magazin și mai ales de modul de aranjare a granulelor. Valcarea ei depinde deci de gradul de îndesare (compactare) al rocii În tabelul 4.2 se indică variația porozității eficace a rocilor mobile, funcție de gradul de îndesare (după N. H. Ghirinski).

Tabelul 4.2.

Variația porozității eficace funcție de gradul de îndesare

Roca	Grad de îndesare	
	afinat	îndesat
Nisip grosier	0,33	0,25
Nisip mediu	0,25	0,20
Nisip fin	0,20	0,15
Nisip f. fin	0,15	0,10

Coeficientul de denivelare, indicele și capacitatea de înmagazinare. Coeficientul de denivelare, α dat de formula de denivelare caracterizează golirea stratelor acvifere în regim neinfluențat, deci în lipsă aportului de precipitații.

Capacitatea de înmagazinare W este volumul de apă subterană înmagazinată în stratul acvifer în cursul unei reîncărcări la momentul t_0 (originea denivelării) și restituită prin golire în cursul de apă.

Indicele de înmagazinare este înălțimea lamei de apă (exprimată în mm) corespunzînd unei capacități de înmagazinare W raportată la unitatea de suprafață a bazinului hidrografic sau a stratului acvifer.

Permeabilitatea și transmisivitatea. Coeficientul de permeabilitate K definit după Darcy este volumul de apă liberă care străbate în unitatea de timp unitatea de suprafață a unei secțiuni totale a stratului acvifer sub un gradient hidraulic egal cu unitatea, la o temperatură de 20°. Acest coeficient are dimensiunile unei viteze, se exprimă de obicei în m/s sau cm/s, și în vorbirea curentă i se spune *permeabilitate.* În principal se deosebesc două permeabilități: permeabilitatea verticală, care caracterizează curgerea apelor subterane de sus în jos, și permeabilitatea orizontală, care guvernează curgerea laterală a apelor subterane.

Cele două permeabilități nu sînt egale din cauza anizotropiei terenurilor.

Transmisivitatea T este egală cu produsul dintre coeficientul de permeabilitate K și grosimea H a stratului acvifer liber sau captiv:

$$T = KH \tag{4.14}$$

Transmisivitatea se exprimă în m^2/s și are dimensiunile unei suprafețe.

Atît permeabilitatea cît și transmisivitatea sînt strîns legate de caracteristicile fizice ale rocilor magazin prezentate anterior.

4.1.5. Factorii curgerii apelor subterane

Curgerea apelor subterane este determinată de următorii factori hidrodinamici: gradientul, viteza reală de curgere, debitul.

Gradientul. Gradientul I, în sensul larg al noțiunii, reprezintă pierderea de sarcină pe unitatea de lungime și este un număr adimensional. În calculele curente se folosesc două noțiuni ale gradientului: gradientul de presiune și gradientul hidraulic.

Gradientul de presiune reprezentă raportul dintre diferența presiunilor de strat în punctele considerate și spațiul parcurs între aceste puncte de curentul subteran.

Gradientul hidraulic se exprimă prin raportul dintre diferența nivelelor statice dintre punctele considerate și distanța ce separă aceste puncte. Rezultă că gradientul de presiune are expresia

$$I_p = \frac{P_1 - P_2}{L} \tag{4.15}$$

iar gradientul hidraulic are expresia

$$I_H = \frac{H_1 - H_2}{L} \tag{4.16}$$

Viteza reală de curgere. Viteza reală v_e de curgere a apelor subterane se raportează la secțiunea reală de curgere determinată de porozitatea eficace și are expresia

$$v_c = \frac{KI}{n_e} \tag{4.17}$$

în care n_e este porozitatea eficace.

De menționat că viteza reală este mai mică decît viteza medie v, întrucît dacă considerăm că $I = 1$ iar $K = v$ atunci obținem $v_e = \frac{v_e}{n_e}$ (unde n_e are întotdeauna valoarea subunitară).

Debitul. Debitul de curgere Q este volumul de apă, în m^3, care traversează o secțiune totală a unui strat acvifer sau secțiune de curgere în m^2, normală pe direcția de curgere în unitatea de timp și se exprimă în mod curent în m^3/s.

Debitul unitar q este debitul care traversează în unitatea de timp unitatea de dimensiune a stratului acvifer luată ca referință.

În mișcarea lor, apele subterane circulă prin golurile dintre particulele rocilor necoesive sau prin fisurile rocilor stîncoase.

Se definesc două tipuri de curgere a apelor subterane:

— Circulația laminară, în care curgerea apelor subterane, în condițiile existenței unei pante, are loc prin infiltrația particulelor de apă prin golurile rocii permeabile după drumuri perfect paralele.

— Circulația turbulentă, în care drumurile descrise de particulele de apă sînt neregulate, fiind asemănătoare cu curgerea apelor rîurilor.

Regimul curgerii laminare se caracterizează prin aceea că viteza curgerii este direct proporțională cu panta, în timp ce la curgerea turbulentă această dependență devine exponențială.

Trebuie să notăm că măsurarea și determinarea parametrilor hidrogeologici se bazează pe un regim cu curgere laminară.

4.1.6. Legile curgerii apelor subterane

La baza studiului curgerii apelor subterane stau două legi: legea lui Darcy și legea lui Dupuirt.

Legea lui Darcy. Această lege se poate exprima prin relația

$$V = K \cdot I \tag{4.18}$$

Deci mișcarea apelor subterane se supune legii lui Darcy, care are în vedere următoarele condiții: mediul este omogen și izotrop, patul este impermeabil și orizontal, mișcarea apelor este în regim laminar.

N. Darcy a studiat experimental în 1856 mișcarea curentului subteran în lungul unei coloane de nisip. El a utilizat cilindri verticali de 25 m înălțime și 0,35 m diametru, umpluți în interior cu nisip, pe o înălțime l. Granulozitatea materialului era cunoscută, iar porozitatea era în jur de 38%. Apa trece prin această coloană de nisip sub o coloană de apă cu înălțimea H. Mișcarea curentului este dată de următoarea expresie:

$$Q = KF\frac{H}{l} \tag{4.19}$$

în care Q este debitul de apă, m³/s; H — înălțimea coloanei de apă, m: F — suprafața secțiunii interioare a cilindrului, m²; K — coeficient de proporționalitate dependent de natura nisipului; l — înălțimea coloanei de nisip în metri; $\frac{H}{l}$ = gradientul hidraulic sau piercderea de sarcini pe unitatea de lungime;

În funcție de I formula devine:

$$Q = KSI \tag{4.20}$$

Darcy a demonstrat astfel că volumul de apă care traversează o coloană de nisip este proporțional cu presiunea apei și invers proporțional cu lungimea acestei coloane.

Viteza aparentă de curgere a lichidului dintr-o fîșie de curent reprezintă o funcție liniară și are formula

$$v = KI \tag{4.21}$$

în care v este viteza aparentă de curgere, cm/s (viteza se raportează la secțiunea totală); K — coeficient de proporționalitate, cm/s; I — gradientul hidraulic.

Această formulă este omogenă și diferitele mărimi sînt exprimate în unități similare. Viteza v este o viteză aparentă, întrucît debitul se raportează la suprafața totală a secțiunii S, cuprinzînd deci golurile și scheletul.

Gradientul hidraulic I este sinonim cu panta pînzei pe unitatea de lungime, sau pierderea de sarcină pe unitatea de spațiu.

Coeficientul K este coeficientul de permeabilitate al lui Darcy.

Legea lui Dupuit. Această lege se exprimă prin relația

$$Q = KL\frac{H^2 - h^2}{2R} \tag{4.22}$$

în care Q este debitul ce intră în teren, m^3/s; K — coeficientul de permeabilitate al lui Darcy, m/s; L — lungimea drenului și a tranșeii de realimentare, m; H — înălțimea suprafeței apei în tranșeea de realimentare de la patul impermeabil, m; h — înălțimea în dren în raport cu nivelul patului impermeabil, m; R — distanța între punctele drenului și suprafața laterală de realimentare (raza de acțiune), m.

Formula lui Dupuit a fost stabilită avînd la bază o serie de ipoteze de simplificare și anume:

— determinarea are loc în regim permanent sau stabilizat, adică realimentarea compensează perfect epuismentul;

— apa și roca acviferă sînt incompresibile;

— suprafața echipotențială este plană și deci rezultanta orizontală a vitezei curentului este egală în orice punct de pe aceeași verticală;

— legea lui Darcy este explicabilă, adică viteza de curgere este proporțională cu gradientul hidraulic în domeniul curgerii laminare;

— rezultanta verticală a vitezei este neglijabilă în raport cu cea orizontală;

— mediul este omogen și izotrop;

— raza de acțiune este constantă și se racordează fără discontinuități cu curba de depresie în condițiile stratelor cu nivel liber.

Efectuîndu-se un pompaj pînă se realizează un regim stabilizat cu un nivel dinamic la înălțimea h de la patul impermeabil, suprafața piezometrică a stratului capătă forma unei suprafețe conice de revoluție, a cărei axă se suprapune cu cea a uvrajului de captare.

Acesta este de fapt *conul de depresie* sau *pîlnia de depresie*. Intersecția acestei suprafețe cu planuri orizontale echidistante reprezintă cercuri con-

centrice ale uvrajului de captare (puțului). Aceste cercuri reprezintă liniile denumite *izopieze*. Mișcarea curentului de apă normală pe izopieze are loc după raze convergente (fig. 4.11 și 4.12).

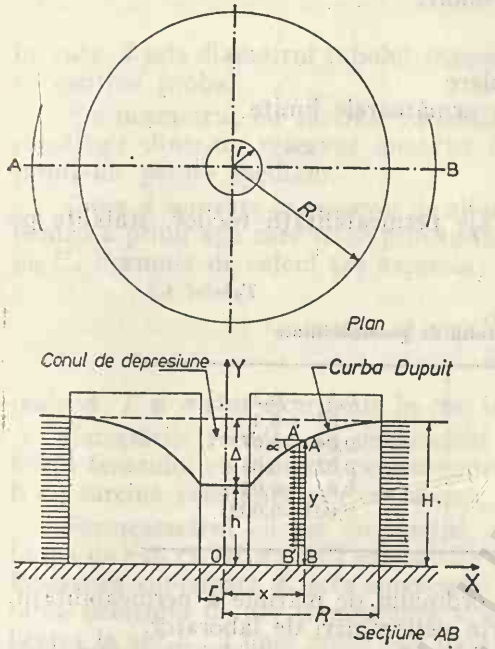


Fig. 4.11. Pompaj realizat într-un strat acvifer cu pînză liberă.

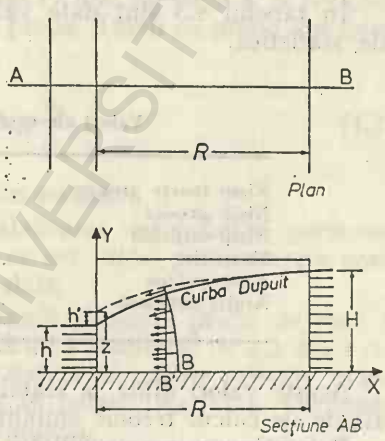


Fig. 4.12. Curba de depresiune.

4.1.7. Determinarea permeabilității în laborator

În laborator se folosesc două metode importante pentru determinarea permeabilității și anume:

— criteriul compoziției granulometrice

— permeametrul (se folosește ca fluid apa sau aerul)

Determinarea permeabilității cu ajutorul granulometriei. Acest criteriu de determinare a permeabilității este aproximativ, avînd următoarea expresie generală:

$$K = 100\ d_{10}^2 \tag{4.23}$$

unde d_{10} este diametrul efectiv al granulelor, în cm.

Există o relație care exprimă permeabilitatea unui teren în funcție de suprafața specifică a rocii date, care în final depinde de granulație. Această relație are următoarea formă:

$$K = \frac{15 \cdot 10^4}{f^2 \cdot S^2} \cdot \frac{n^3}{(1-\eta)^2} \tag{4.24}$$

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

în care K este coeficientul de permeabilitate, cm/s; S — suprafața specifică, cm^2/cm^3; n — porozitatea, %; f — coeficient ce depinde de forma granulelor; η — vîscozitatea fluidului.

Coeficientul f are următoarele valori:

$f = 1{,}0$ pentru granule sferice
$f = 1{,}1$ pentru granule ovale
$f = 1{,}25$ pentru granule angulare

Valorile porozității variază între următoarele limite

10—20% pentru nisip
20—30% pentru argile
30—60% pentru loesuri

În tabelul 4.3 sînt date valori ale permeabilității rocilor, stabilite pe cale statistică.

Tabelul 4.3.

Valori ale coeficientului de permeabilitate

Nisip foarte grosier	0,1 —0,2
Nisip grosier	0,07 —0,1
Nisip mijlociu	0,04 —0,07
Nisip fin	0,02 —0,04
Nisip prăfos	0,01 —0,02
Argilă prăfoasă	0,001—0,002

Aceste valori ajută la stabilirea ordinului de mărime a permeabilității, valorile de calcul trebuie stabilite prin determinări de laborator.

Determinarea permeabilității cu ajutorul permeametrului. Permeametrele reprezintă o altă metodă de determinare a parametrilor hidrogeologici în laborator.

Se folosesc mai frecvent două tipuri de permeametre: 1) permeametre cu nivel constant sau sarcină constantă 2) permeametre cu sarcină variabilă.

Metoda de determinare cu permeametrul are o serie de deficiențe cum ar fi: rocile necoezive pierd structura naturală în momentul prelevării, evaporarea apei etc.

Principiul permeametrului cu sarcină constantă sau cu nivel constant este de a face ca un volum de apă Q să străbată transversal o lungime dată L a unei probe într-un timp t. Cunoscînd înălțimea coloanei de apă h și secțiunea A a probei, coeficientul de permeabilitate Darcy (K) este dat de formula

$$K = \frac{QL}{Ath} \tag{4.25}$$

Datele numerice sînt exprimate în unități omogene: m, m^2, m^3 și secunde.

Permeametrul cu apă cu sarcină variabilă funcționează după următorul principiu: un volum de apă anumit Q trece transversal o probă de lungime L de secțiune A într-un interval de timp t, sub pierderea de sarcină h_0—h. După legea lui Darcy obținem:

$$dQ = \frac{K dh A dt}{L} \tag{4.26}$$

În practică formula utilizată are forma:

$$K = 2{,}302 \frac{d^2 L}{D^2 t} \log \frac{h_0}{h} \tag{4.27}$$

în care d este diametrul tubului manometric, iar D — diametrul clindrului ce conține proba.

Permeametrul cu sarcină variabilă și cu volum de apă constant este constituit dintr-un rezervor împărțit în două mici cuve cu secțiune egală printr-un perete median.

Cuva A servește ca rezervor de alimentare cu apă, iar cuva B ca recipient pentru a primi apa care trece prin tubul cu proba. Tubul cu proba are formă de U. Formula de calcul are expresia:

$$K = 2{,}302 \frac{AL}{2at} \log \frac{h_0}{h} \tag{4.28}$$

unde A, L și a sînt exprimate în cm, iar t în secunde.

Cercetările recente au demonstrat posibilitatea determinării permeabilității terenului cu ajutorul permeametrului cu aer. Acest permeametru poate fi cu sarcină constantă sau cu sarcină variabilă.

Permeametrul cu aer cu sarcină constantă folosește proba de rocă în formă de cub cu latura de 2 cm. sau de cilindru cu diametrul de 2,3 sau 4 cm. Presiunea superioară p_1 este cunoscută. Un sistem de calibre permite măsurarea debitului de aer și presiunea acestuia în partea inferioară. Permeabilitatea la aer K_a a unei probe este dată de formula:

$$K_a = \frac{2\mu L p_2}{A\,(p_1^2 - p_2^2)} \tag{4.29}$$

în care μ este viscozitatea aerului, în poise; L — lungimea eșantionului, în cm; A — secțiunea eșantionului, în cm^2.

Permeametrul cu aer cu sarcină variabilă este constituit dintr-un suport pentru probă, un cilindru care permite reglarea în înălțime a poziției probei, un tub de sticlă cu mai multe secțiuni, a cărui extremitate superioară este fixată în purtătorul de probă trasversînd o garnitură de cauciuc și o cuvă cu nivel constant. Pe fiecare porțiune a tubului de sticlă sînt marcate două repere. Cu ajutorul cronometrului se măsoară timpul t necesar pentru ca meniscul să treacă coborînd de la reperul superior la cel inferior. Permeabilitatea în milidarcy se recalculează apoi cu expresia

$$K = \frac{BL\mu}{tA} \tag{4.30}$$

în care B este un coeficient cu valoare dată în momentul etalonării; L — lungimea probei, în cm; μ — viscozitatea aerului la temperatura mediului, în poise; t — timpul de trecere a meniscului între cei doi reperi ai tronsonului, în secunde; A — secțiunea eșantionului în cm^2.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

4.1.8. Determinarea permeabilității pe teren

În prezent metodologia determinării parametrilor de permeabilitate pe teren a căpătat o dezvoltare mare, aplicînd reguli și principii de la numeroase discipline.

În funcție de problemele ce urmează să fie rezolvate din domeniul hidrogeologiei se folosesc metode care să modeleze fenomenul cît mai aproape de realitate.

Metoda cu inele. Pentru determinarea posibilităților de infiltrație a apelor pe fundul unui lac de acumulare constituit dintr-un complex litologic psamo-pelitic se utilizează cel mai frecvent metoda turnării în inele. Această metodă modelează condițiile reale întrucît infiltrațiile au loc pe direcție verticală, adică întocmai cum se întîmplă în realitate. Pornind de la premisa că la o grosime mică a stratului de apă într-un puț (de cca. 10 cm) gradientul rezultat în urma unei turnări îndelungate este egal cu unitatea, Boldîrev a găsit că viteza aparentă de infiltrație exprimă direct mărirmea coeficientului de permeabilitate, adică

$$K = v = \frac{Q}{F} \tag{4.31}$$

unde F este suprafața totală de infiltrație.

Dar această concluzie este guvernată de următoarele condiții:

— infiltrația se produce vertical într-o coloană verticală de secțiune egală cu fundul puțului;

— nu se iau în considerație forțele capilare care măresc viteza de pătrundere;

— adîncimea de pătrundere este atît de mare încît gradientul hidraulic se poate compara cu unitatea.

Cu toate că metoda are numeroase aproximări și este relativ simplistă, a dat în multe cazuri rezultate foarte apropriate de realitate. Totuși neglijarea forțelor capilare a dus la valori eronate atunci cînd metoda s-a aplicat în terenuri argiloase.

Ulterior metoda a fost îmbunătățită. S-a executat o adîncitură pe fundul puțului iar în interiorul ei s-a instalat un cilindru metalic (inel) de cca. 20 cm. înălțime. Între pereții exteriori ai cilindrului și pereții adîncitori s-a introdus argilă prin compactare, care trebuia să împiedice infiltrațiile pe lîngă cilindru în sus. Astfel se realiza o infiltrație verticală în jos.

Experiența demonstrează că viteza de infiltrație se apropie după cîtva timp de o valoare constantă.

Admițînd că în terenurile argiloase, cu un nivel coborît al apelor subterane, forma răspîndirii apei dintr-un puț este apropiată de a unei sfere (fig. 4.13), Zamarin a propus următoarea metodă de calcul a coeficientului de infiltrație; pentru un șir de timpi t_1, t_2, $t_3 \ldots t_n$ apa infiltrată va ocupa succesiv sferele *I*, *II*, *III* cu razele R_1, R_2, $R_3 \ldots R_n$. Poziția acestor sfere

se poate stabili plecînd de la volumul apei de infiltrație în timpii corespunzători. Volumul primei sfere este:

$$v_1 = \frac{4}{3}\pi R_1^3 = 4{,}19\ R_1^3 \qquad (4.32)$$

Pentru stabilirea razei sferei următoare se determină o altă egalitate exprimîndu-se cantitatea de apă absorbită, prin diferența dintre volumul primei și cel al sferei următoare.

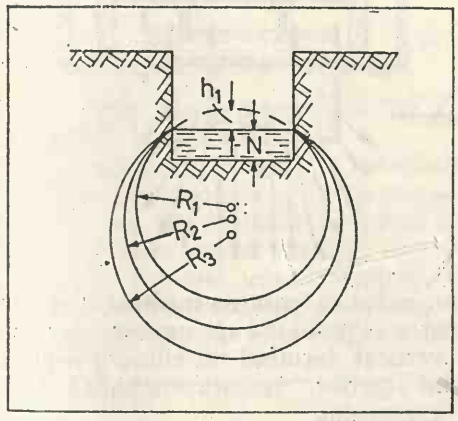


Fig. 4.13. Sferele de umezire.

Pentru fiecare sferă, fiind cunoscută raza, se stabilește suprafața ei ca o suprafață laterală cilindrică, cu înălțimea egală cu $2R—h$. În continuare se stabilesc vitezele medii de infiltrație, după care se construiește o curbă care indică scăderea repetată a infiltrației în apropierea ei de o limită. Această limită este determinată pe diagramă. Cunoscînd debitul, limita de infiltrație și suprafața pe care s-a produs infiltrația se poate calcula coeficientul de permeabilitate.

Ulterior, Bindeman a criticat metodele anterioare întrucît n-au ținut cont de forțele capilare. Pentru calculele sale el a adoptat ca bază formula lui Tzunker și o schemă de infiltrație mai complexă, în care a deosebit o zonă capilară și o zonă de avansare gravitațională, care se însumează cu mișcarea capilară în partea inferioară a elipsoidului de saturație. Pentru a efectua calculul permeabilității la sfîrșitul experienței, s-a făcut un foraj pentru stabilirea adîncimii infiltrațiilor și a umidității terenurilor saturate. În prealabil, pînă la efectuarea experienței, s-a determinat umiditatea naturală. Diferențele dintre cele două umidități au dat cantitatea de apă necesară pentru saturarea umidității de volum a terenului. Valoarea obținută a permis trecerea, cu ajutorul calculului, de la volumul de apă infiltrată la volumul terenului saturat de aceasta. Construind elipsoidul de înmuiere s-a calculat secțiunea transversală a curentului de infiltrație, gradientele medii de presiune, viteza de infiltrație și în final coeficientul de permeabilitate.

Pentru mărirea exactității metodei de determinare a permeabilității prin metoda turnării în puțuri, Nesterov a propus să se adopte o aparatură mai complexă: pe fundul puțului se pun două inele concentrice, apa se toarnă în ambele nivele și nivelul este la aceeași înălțime (fig. 4.14).

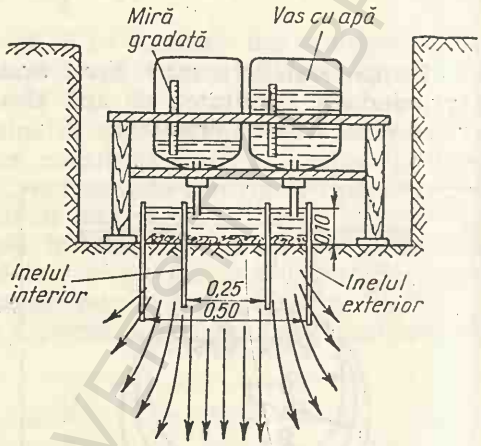


Fig. 4.14. Schema generală a instalației după Nesterov.

Prin aceasta se consideră că apa din inelul exterior se infiltrează și vertical dar și lateral, contribuind la formarea elipsoidului de umezire, iar apa din inelul interior se infiltrează numai vertical, formînd un cilindru a cărui secțiune este egală cu secțiunea inelului interior. Aceasta simplifică mult determinarea secțiunii transversale a curentului.

În această situație coeficientul de permeabilitate se determină cu relația

$$K = \frac{Q}{F_0} \cdot \frac{h}{Z + h + h_c} \quad [\text{cm/min}] \qquad (4.33)$$

în care Q este debitul infiltrat în inelul interior, cm³/min; F_0 — secțiunea inelului interior, cm_2; h — adîncimea de umezire de la fundul puțului, cm; Z — grosimea stratului de apă, cm; h_c — presiunea capilară în teren, egală cu aproximativ 50% din înălțimea maximă a ridicării capilare, m.

Determinarea vitezei efective și a direcției de curgere a curentului subteran. Pe teren, viteza efectivă de curgere prin roci poate fi măsurată direct prin diverse procedee, dacă se cunoaște direcția curentului. Este suficient să se pună un colorant, ca de exemplu fluoresceină, într-un foraj și apoi să se determine după cît timp coloranția apare într-un alt foraj situat în aval pe sensul curgerii lichidului. În loc de colorant se poate utiliza o substanță foarte solubilă, cum ar fi clorura de sodiu, a cărei prezență poate fi ușor remarcată.

Dar ambele metode menționate necesită un volum mare de lucrări, constînd din determinări numeroase și dificile, pentru a putea determina cît mai exact momentul sosirii colorantului sau a substanței solubile.

O metodă mai adecvată este metoda electrică. Se forează două puțuri care trebuie să pătrundă sub nivelul pînzei subterane, unul în amonte și unul în aval și care se tubează. O baterie electrică se leagă pe de o parte de armătura metalică a puțului din amonte și pe de altă parte de armătura

puțului din aval. Un conductor izolat de această armătură coboară în puțul din aval și este legat cu același pol al bateriei de care este legat puțul din amonte. Se varsă un electrolit în puțul din amonte, pe măsură ce electrolitul înaintează către puțul din aval rezistența trecerii curentului se diminuează și acul ampermetrului se deplasează pe cadran.

În momentul cînd electrolitul atinge puțul din aval se stabilește un scurt circuit între armătura exterioară și conductorul interior, acul ampermetrului se deplasează brusc și deci se determină precis timpul necesar electrolitului pentru a parcurge distanța dintre cele două puțuri.

Cunoscînd viteza reală de curgere se poate aplica legea lui Darcy pentru determinarea coeficientului de permeabiltate:

$$K = \frac{v}{I} \tag{4.34}$$

unde v este viteza curentului, iar I — gradientul hidraulic dat de diferența nivelelor celor două foraje.

Direcția de curgere a curentului subteran are o mare importanță în studiile hidrogeologice. De remarcat că nu întotdeauna panta pînzei subterane este concordantă cu panta configurației geomorfologice a terenului. În numeroase cazuri direcția de curgere a curentului subteran dă indicații asupra eventualei interdependențe dintre apele subterane și alte ape din zonă.

Determinarea direcției de curgere a apelor subterane se face relativ ușor. În zona de studiat se execută minimum 3 foraje, în colțurile unui triunghi, ca-

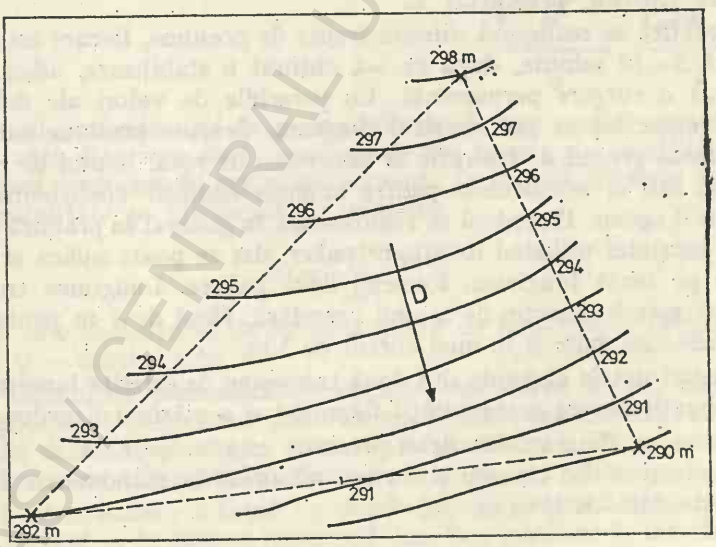


Fig. 4.15. Direcția de curgere.

re depășesc nivelul pînzei de apă. Se stabilesc coordonatele absolute ale găurilor forajelor și cota absolută (Z) a nivelului terenului. Se construiește triunghiul ale cărui colțuri reprezintă cota absolută a nivelului hidrostatic. Se construiesc hidroizohipsele, se trasează o perpendiculară pe acestea; această perpendiculară reprezintă direcția de curgere căutată (fig. 4.15).

Principiul Lugeon. Acest principiu constă în a introduce într-un tronson de foraj de lungime l, izolat de restul forajului cu un paker, un volum de apă sub o presiune constantă. Schematic acest principiu se reprezintă ca în fig. 4.16.

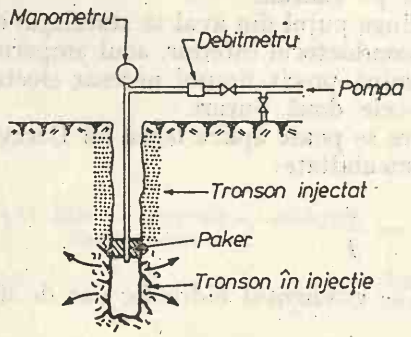


Fig. 4.16. Schema de realizare a principiului Lugeon.

Presiunea de injectare p este controlată de un manometru montat la capătul prăjinilor de injecție, iar debitul este măsurat de un debitmetru montat imediat după pompa de injecție.

Debitul injectat sub o presiune de 10 atmosfere, exprimat în litri de apă, într-o perioadă de un minut pe un metru liniar de foraj, poartă numele de unitate Lugeon, prescurtat L.

În practică se realizează diferite trepte de presiune, fiecare treaptă fiind menținută 5—10 minute, după ce s-a obținut o stabilizare, adică după ce s-a realizat o curgere permanentă. Cu perechile de valori ale debitului și presiunii respective se pot construi diagrame debit — presiune care permit să se estimeze gradul de fisurație al masivului de rocă, gradul de colmatare al fisurilor, sau să se calculeze pentru anumite condiții coeficientul de permeabilitate Lugeon. Procedeul se realizezează în general în practică în timpul avansării forajului utilizînd un singur paker, dar se poate aplica și la foraje executate pe toată lungimea, folosind două pakere. Lungimea tronsonului de cercetat este în funcție de scopul cercetării, fiind de 1 m pentru studii de o precizie mai mare și în mod curent de 5 m.

Analizînd datele obținute din două tronsoane de diferite lungimi, putem obține indicații asupra omogenității fisurației și a mărimii fisurilor.

La trasarea diagramelor debit-presiune este necesar să se stabilească presiunea efectivă din tronson și nu cea măsurată la manometru. Presiunea efectivă este dată de formula

$$p_e = p_m + \frac{H}{10} - \frac{p_c}{10} \tag{4.35}$$

în care H este diferența de cotă dintre nivelul hidrostatic al pînzei subterane și manometru, m; p_c — pierderea de sarcină în prăjini exprimată în metri coloană de apă; p_m — presiunea de la manometru.

Pierderile de sarcină sînt foarte importante dacă se ţine cont de racordurile prăjinilor. În practică cel care execută probele de permeabilitate dispune de abace, ţinînd cont de ansamblul unei coloane.

Cercetările efectuate de Lugeon au arătat că există un anumit număr de diagrame caracteristice regimului de curgere laminară sau turbulentă în zona cu fisuri colmatate sau necolmatate.

Cîteva diagrame caracteristice sînt reprezentate în fig. 4.17.

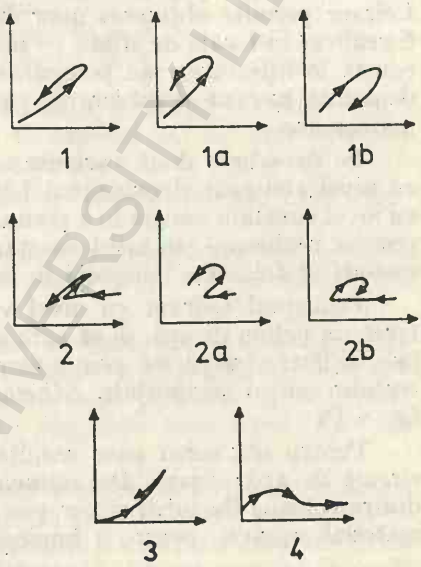


Fig. 4.17. Diferite diagrame după Lugeon:
1 — curgere laminară (*1a* şi *1b* — curgere laminară cu colmatare la presiune mare); *2* — colmatare la presiune joasă; *2 a* — colmatare la presiune apoi la presiune înaltă; *2 b* — colmatare la presiune joasă, apoi decolmatare la presiune înaltă; *3* — curgere turbulentă; *4* — decolmatare progresivă.

Calculul coeficientului de permeabilitate K este posibil numai în cazul obţinerii unei diagrame debit-presiune de tip linear, cu condiţia realizării unei curgeri laminare în regim permanent. În această situaţie coeficientul de permeabilitate se calculează cu expresia.

$$K = \frac{1}{10\,C} \cdot \frac{Q}{P_e} \tag{4.36}$$

în care C este coeficientul de formă a găurii de foraj; P_e — presiunea efectivă, at; Q — debitul m^3/s.

Coeficientul de permeabilitate obţinut este diferit de cel măsurat prin metoda pompajului, dar nu se poate afirma că are o valoare mai mare. Metoda Lugeon dă indicaţii şi asupra fisuraţiei masivului. Cu cît valoarea Lugeon este mai mare cu atît gradul de fisuraţie este mai dezvoltat.

Dacă se consideră o fisură cu deschiderea e perpendiculară pe o gaură de foraj de rază r, în care se injectează apa la o presiune p, iar dacă R este distanţa pînă la presiunea zero din fisură şi η este vîscozitatea apei, atunci debitul Q este dat de expresia

$$Q = \frac{\pi}{6\eta \ln \frac{R}{r}} Pe^3 \tag{4.37}$$

Se constată că debitul variază direct proporțional cu deschiderea fisurii la puterea 3. Astfel 20 Lugeon corespunde unei fisuri de 0,25 mm, sau la 10 fisuri de 0,12 mm, sau la 100 fisuri de 0,06 mm, deschidere.

Se poate conchide că dacă regimul de curgere este laminar este vorba de o densitate mare de fisuri cu deschidere mică, iar dacă regimul este turbulent fisurile sînt mai puține dar au deschidere mare.

Principiul Lefranc. Pentru măsurarea permeabilității solurilor, aplicarea metodei de pompaj nu este totdeauna justificată sau posibilă. Principiul Lefranc permite obținerea unor date corecte fără lucrări importante, putînd fi realizat în foraje de studii pe măsura avansării acestora. Principiul Lefranc constă în injectarea sau pomparea apei într-o cavitate de formă invariabilă, denumită tronson și măsurarea variației debitului funcție de presiunea corespunzătoare.

Se deosebesc două variante ale principiului Lefranc: principiul Lefranc cu nivel constant și principiul Lefranc cu nivel variabil. Principiul Lefranc cu nivel constant constă în a pompa sau injecta apa în teren cu debit constant pînă se realizează un nivel constant obținîndu-se astfel stabilizarea. Această metodă se folosește îndeosebi în terenuri la care $K > 10^{-4}$ m/s.

Principiul Lefranc cu nivel variabil constă în a pompa sau injecta în teren un volum de apă, după care urmărește într-un tub piezometric revenirea prin ridicare, respectiv prin coborîre. Acest tip de încercare se folosește în terenuri puțin permeabile. Schema principiului Lefranc este prezentată în fig. 4.18.

Pentru obținerea unor rezultate cît mai reale este necesară forarea cu circuit de apă curată. De asemeni este impetuos necesar ca spațiul inelar dintre coloana de tubaj și peretele forajului să fie colmatat cu argilă, sau alt material potrivit, pentru a împiedica circulația apei în acest spațiu.

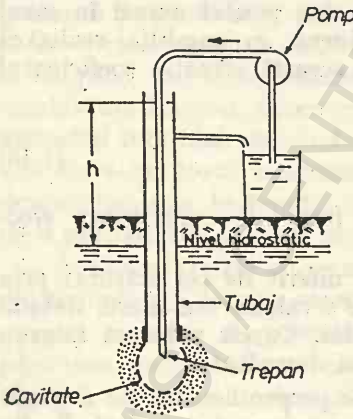


Fig. 4.18. Schema aplicării principiului Lefranc.

La interpretarea măsurătorilor se au în vedere următoarele ipoteze: este aplicabilă legea lui Darcy, curgerea are loc în regim permanent, mediu izotrop și omogen în zona tronsonului respectiv.

Expresia de calcul ce guvernează în această situație curgerea are forma

$$Q = KCh \qquad (4.38)$$

unde C este un coeficient caracteristic, ce depinde de forma cavității și mediul cercetat. Calculul acestui coeficient necesită operații matematice complicate, întrucît forma cavității variază foarte mult.

În vederea simplificării determinării coeficientului, C se adoptă condiția ca $\frac{L}{D} \geqslant 2$ (unde L este lungimea tronsonului, iar D diametrul cavității).

S au calculat următoarele valori aproximative ale lui C:

Dacă $L = 0{,}2$ m, iar $D = 0{,}1$ m, atunci $C \approx 1$
Dacă $L = 1{,}0$ m, iar $D = 0{,}4$ m, atunci $C \approx 4$
Dacă $L = 3{,}0$ m, iar $D = 1{,}0$ m, atunci $C \approx 5$

Metoda pompajului. Prin pompaj se realizează o curgere a apelor subterare spre uvrajul de captare. Aceste uvraje de captare sînt de două categorii importante: tranșee sau galerii și puțuri sau foraje.

În asemenea condiții se realizează curgerea radială nestaționară către uvrajul de captare.

Pompajele se folosesc mai des în roci granulare și cu ajutorul lor se obține un coeficient de permeabilitate global ce se referă la un volum însemnat de pămînt.

Principiul pompării constă în coborîrea nivelului apei subterane, existente, în pămînturile a căror permeabilitate vrem s o determinăm. Pompajul se realizează cu debit constant iar variația nivelului piezometric este urmărită prin intermediul puțurilor piezometrice amplasate împrejurul punctului de pompaj.

Dacă dintr-un puț perfect se pompează un debit constant, pînlnia de depresie ce se formează în jurul puțului își mărește continuu atît diametrul cît și adîncimea. Coeficientul de denivelare, multiplicat cu coeficientul de înmagazinare și raportat la suprafața pînlniei, determină debitul pompat. Rezultă că apa provine din reducerea rezervei acviferului, iar coloana de apă va continua să coboare cu condiția ca stratul acvifer să aibă întinderea pe orizontală infinită. Această afirmație ne conduce la concluzia că nu poate exista stare de curgere staționară.

Anterior s a arătat că Dupuit a considerat că după o perioadă lungă de pompare se obține o curgere în regim permanent, sau curge în regim de echilibru. Experiența a arătat că în realitate suprafața pînlniei de depresie rar capătă o formă stabilă; zona de influență crește în timp obținîndu-se astfel o curgere în regim nepermanent. Curgerea apelor subterane spre uvrajele de captare, teoretic, nu atinge niciodată un regim de echilibru.

În anul 1935 C. V. Theis a avut ideea de a compara curgerea apelor subterane cu propagarea căldurii în mediul izotrop și de a aplica această lege la rezolvarea unor probleme de hidrodinamică. Metoda introdusă de Theis este denumită metoda analogiei termice. Ulterior metoda a fost verificată de diverși autori ca G. Scheebeli, E de Gelis, L. I. Tison, C. E. Iacob, Chaw, ș.a. prin studii asupra compresibilității stratului acvifer bazate pe teoria potențialului de viteză.

Potențialul de viteză se definește ca o funcție scalară a spațiului și timpului avînd expresia

$$\varphi = Kh$$

Ecuația diferențială care guvernează curgerea nestaționară a apei într-un strat acvifer are următoarea formă:

$$\frac{\partial^2 h}{\mathrm{d}x^2}+\frac{\partial^2 h}{\mathrm{d}y^2}+\frac{\partial^2 h}{\mathrm{d}Z^2}=\frac{S}{Kb}\cdot\frac{\partial h}{\partial t}. \tag{4.39}$$

Aceasta este ecuația generală a lui Laplace care exprimă curgerea în regim permanent într-un mediu omogen izotrop unde h joacă rolul potențialului de viteză.

După o serie de transformări obținem:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{1}{x}\cdot\frac{\partial h}{\partial x}=\frac{S}{Kb}\cdot\frac{\partial h}{\partial t} \tag{4.40}$$

în care h este nivelul dinamic artezian observat la timpul t; b — adîncimea constantă a bazei stratului acvifer, K — coeficientul de permeabilitate, S — coeficientul de înmagazinare, t — timpul de pompare, x — distanța de la puțul central la puțul de observație.

După efectuarea integrării se obține:

$$\varphi=\frac{K}{\mu}(p+gZ) \tag{4.41}$$

în care μ este vîscozitatea absolută a apei, p — presiunea coloanei de apă, γ — greutatea volumetrică a apei, g — accelerația gravitației, Z — cota punctului de măsură față de un nivel reper.

Dar Kb este egal cu transmisivitatea T exprimată în m²/s. Deci avem:

$$\frac{S}{T}\cdot\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}\cdot\frac{1}{x}\cdot\frac{\partial h}{\partial x}$$

Cînd X tinde către 0 iar $t \geqslant 0$ atunci vom avea:

$$\lim_{x\to 0}\left(x\frac{\partial t}{\partial x}\right)=\frac{Q}{2\pi T} \tag{4.42}$$

unde Q este debitul constant al pompajului.

Pe de altă parte cînd $x \to 0$ iar $t \geqslant 0$, atunci $h \to H$. Deci avem $h = H$ pentru $t \leq 0$ pe care îl considerăm x.

Soluția ecuației de bază care satisface aceste condiții este

$$h=H-\frac{Q}{2\pi\cdot T}\int_{\frac{x^2S}{4Tt}}^{\infty}\frac{e^{-U}}{U}\,\mathrm{d}U \tag{4.43}$$

Theis a obținut o soluție bazată pe analogia dintre curgerea apei subterane și conductivitatea căldurii, cunoscută ca ecuația curgerii în regim nestaționar sau de neechilibru, sau ecuația lui Theis. Integrala stabilită de Theis este o funcție de limită inferioară

$$U=\frac{b^2S}{4T\cdot t} \tag{4.44}$$

BCU SI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

și este cunoscută ca o integrală exponențială. Ea poate fi dezvoltată ca o serie convergentă și în final are forma

$$h = H - \frac{Q}{4\pi T}\left[0{,}5772 - \ln U + U - \frac{U^2}{2 \cdot 2!} + \frac{U^3}{3 \cdot 3!} - \frac{U^4}{4 \cdot 4!} + \ldots\right] \quad (4.45)$$

Soluțiile aproximative, mai simple, descrise mai sus, sînt suficient de corecte pentru cercetările de teren.

Ecuația curgerii nestaționare pentru probele de pompare. Ecuația curgerii nestaționare, pentru determinarea constantelor S și T cu ajutorul probelor de pompare din puțuri, sau dacă constantele sînt cunoscute, dă posibilitatea ca denivelarea să fie calculată pentru un debit dat al puțului.

La aplicarea ecuației de mai sus, trebuie avute în vedere următoarele ipoteze:

— stratul acvifer este omogen și izotrop și are extindere infinită;
— puțul central este perfect;
— diametrul puțului este infinitezimal;
— pînza inițială este fără mișcare, deci patul impermeabil este orizontal.

Valorile medii ale coeficientului de înmagazinare S și transmisivitatea T se obțin în vecinătatea puțului de pompaj prin măsurarea în unul sau mai multe puțuri de observație a coborîrii coloanei de apă în timp, sub influența unui debit de pompare constant.

Implicațiile matematice de rezolvare a ecuațiilor de mai sus au condus la soluționarea problemelor în mod aproximativ, simplificîndu-se astfel modul de calcul. Aceste aproximări conduc însă la rezultate eronate. Rezolvarea problemei a fost inițiată de Theis și continuată de Iacob și Chaw. în continuare expunem cele trei metode cunoscute sub numele cercetătorilor respectivi:

Metoda Theis. Aplicînd unele simplificări formulei anterioare se obține:

$$H - h = \frac{Q}{4T} W(U) \quad (4.46)$$

unde $H - h$ este denivelarea, m; Q — debitul puțului m³/s; T — transmisivitatea m²/s; $W(U)$ — integrala exponențială denumită o „funcție a puțului".

Argumentul funcției $W(U)$ este

$$U = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (4.47)$$

în care S este coeficientul în înmagazinare adimensional; r — distanța dintre puțul central și puțul de observație, m; t — timpul de la începutul pompajului în secunde.

Pentru a obține *constantele* determinării din datele probei de pompare, Theis a recurs la o soluționare aproximativă bazată pe o metodă grafică de suprapunere. În acest scop se pregătește o diagramă la scară logaritmică (v. fig. 4.19), cunoscută sub denumirea de „curba tip a lui Theis", pe care s-a construit curba funcției $W(u) = f(U)$; în diagramă valorile lui $W(U)$ se găsesc pe ordonată iar valorile U pe abscisă.

În tabelul 4.4 sînt date valorile $W(U)$ pentru un șir larg de valori ale lui U.

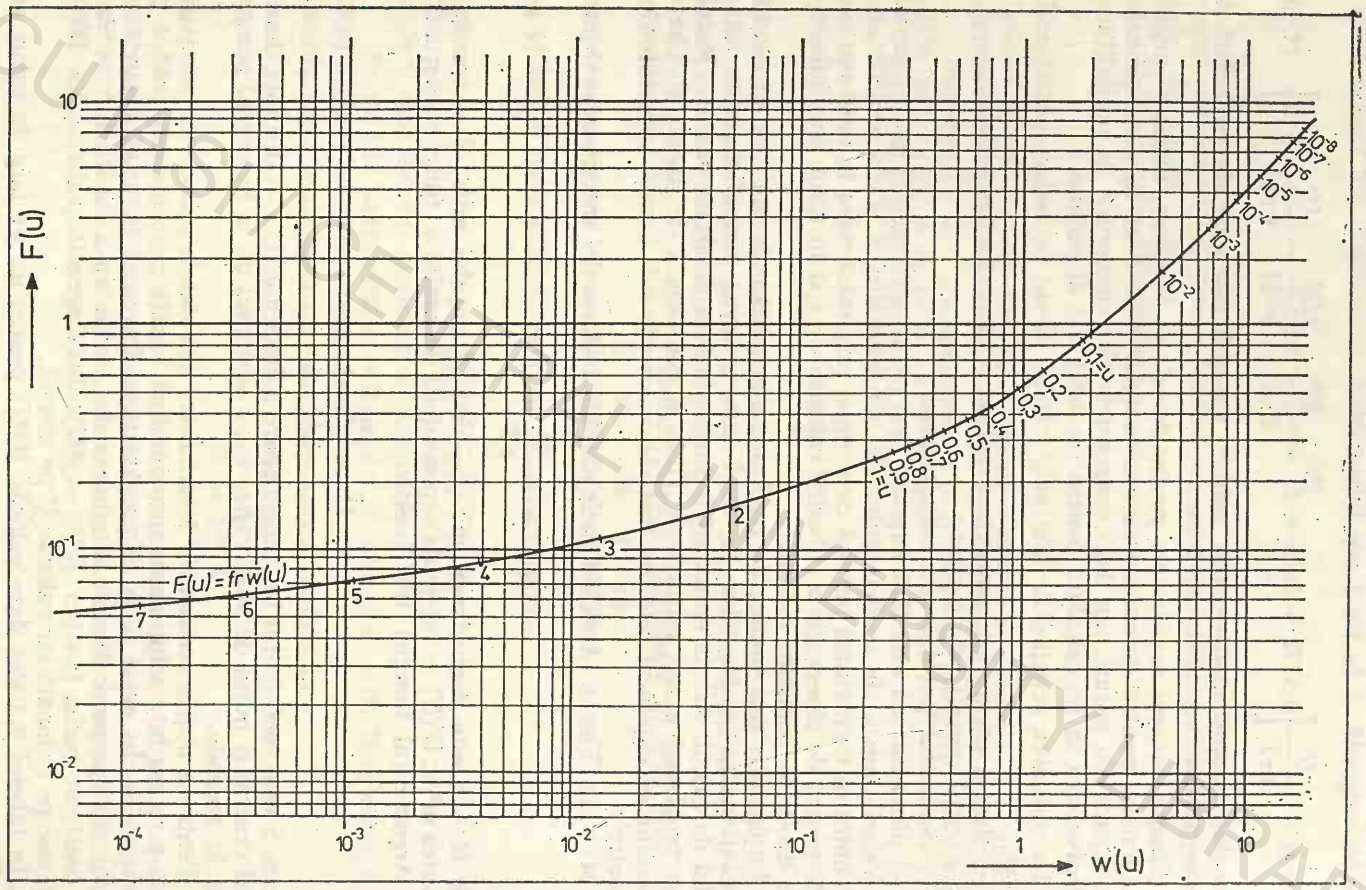


Fig. 4.19. Graficul pentru determinarea lui $U - W(u)$ și $F(u)$.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 4.4.

Valorile lui $W = f(u)$ pentru un şir larg de valori ale lui u (după Wenzel)

u	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\times 1$	0,219	0,049	0,013	0,0038	0,0011	0,00036	0,00012	0,000038	0,000012
$\times 100^{-1}$	1,82	1,22	0,91	0,70	0,56	0,45	0,37	0,31	0,26
$\times 100^{-2}$	4,04	3,35	2,96	2,68	2,47	2,30	2,15	2,03	1,92
$\times 100^{-3}$	6,33	5,64	5,23	4,95	4,73	4,54	4,39	4,26	4,14
$\times 100^{-4}$	8,63	7,94	7,53	7,25	7,02	6,84	6,69	6,55	6,44
$\times 100^{-5}$	10,94	10,24	9,84	9,55	9,33	9,14	8,99	8,86	8,74
$\times 100^{-6}$	13,24	12,55	12,14	11,85	11,63	11,45	11,29	11,16	11,04
$\times 100^{-7}$	15,54	14,85	14,44	14,15	13,93	13,75	13,60	13,46	13,34
$\times 100^{-8}$	17,84	17,15	16,74	16,46	16,23	16,05	15,90	15,76	15,65
$\times 100^{-9}$	20,15	19,45	19,05	18,76	18,54	18,35	18,20	18,07	17,95
$\times 100^{-10}$	22,45	21,76	21,35	21,06	20,84	20,66	20,50	20,37	20,25
$\times 100^{-11}$	24,75	24,06	23,65	23,36	23,14	22,96	22,81	22,67	22,55
$\times 100^{-12}$	27,05	26,36	25,96	25,67	25,44	25,36	25,11	24,97	24,86
$\times 100^{-13}$	29,36	28,66	28,26	27,97	27,75	27,56	27,41	27,28	27,16
$\times 100^{-14}$	31,66	30,97	30,56	30,27	30,05	29,87	29,71	29,58	29,46
$\times 100^{-15}$	33,96	33,27	32,86	32,58	32,35	32,17	32,02	31,88	31,76

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pe o altă diagramă transată pe hîrtie transparentă se pun valorile denivelării $H—h$ în ordonată, funcție de valorile raportului $\frac{r^2}{t}$ din abscisă, la aceeași scară cu cele de pe curba tip. Se suprapune curba cu datele de observație peste curba tip, prezentată în fig. 4.19, ținînd paralele axele de coordonate ale celor două curbe și se potrivesc prin translație pînă cînd, prin încercări, cea mai mare parte a punctelor datelor de observație cad pe un segment al curbei tip. Se alege un punct arbitrar din segmentul de suprapunere, denumit *punct de suprapunere* și se citesc coordonatele de pe cele două curbe și anume $W(U)$ și U; H-h și $\frac{r^2}{t}$.

Înlocuind cu valorile obținute în expresiile de mai sus, putem determina valorile T și S și implicit permeabilitatea. Astfel avem:

$$T = \frac{Q}{4\pi(H—h)} W(u) \quad \text{și} \quad S = \frac{4Tt}{r^2} U \tag{4.48}$$

Metoda Iacob. Acest cercetător a observat că pentru valori mici ale lui r și valori mari ale lui t, valoarea lui U este mică și deci importanți rămîn numai primii termeni, ceilalți putînd fi negrijați după cum urmează

$$H - h = \frac{Q}{4\pi T} \cdot \left[-0{,}5772 - \ln U + \right.$$

$$\left. + U - \underbrace{\frac{U^2}{2 \cdot 2!} + \frac{U^3}{3 \cdot 3!} - \frac{U^4}{4 \cdot 4!} + \ldots}_{\text{devin neglijabili}} \right] \tag{4.49}$$

Drept urmare denivelarea poate fi exprimată prin asimptota:

$$H - h = \frac{Q}{4\pi T} (0{,}5772 - \ln U) \tag{4.49}$$

Dacă înlocuim $U = \frac{rs}{4Tt}$, ecuația de mai sus devine:

$$H - h = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4T \cdot t}{r^2 S} - 0{,}5772 \right) = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt}{r^2 S} + \ln \frac{1}{1{,}782} \right) =$$

$$= \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{4Tt}{r^2 S} \cdot \frac{1}{1{,}782} = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2{,}25T \cdot t}{r^2 S} \tag{4.50}$$

În final obținem:

$$H - h = \frac{2{,}3Q}{4\pi T} \log \frac{2{,}25Tt}{r^2 S} \tag{4.51}$$

care mai poate deveni

$$H - h = \frac{2{,}3Q}{4\pi T} \left(\log \frac{2{,}25T}{r^2 S} + \log t \right) \tag{4.52}$$

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dacă construim o diagramă a denivelării cu $H - h$ la scara normală funcție de logaritmul lui t vom obține o dreaptă cu panta următoare

$$\frac{\Delta h}{\log \frac{t_1}{t_2}} = \frac{2{,}3Q}{4\pi T} \tag{4.53}$$

Cînd $H - h = 0$, abscisa la origine are expresia

$$t_0 = \frac{r^2 S}{2{,}25T} \tag{4.54}$$

Executînd un pompaj într-un puț pe o anumită perioadă de timp, putem determina mărimile $(H - h)$ și t, care reprezintă, prima ordonata diagramei la scara normală, iar a doua abscisa la scară logaritmică. Se trasează o dreaptă prin punctele construite și se alege un ciclu logaritmic pe care se măsoară panta Δh pe acest segment. După aceea se pot calcula constantele T și S astfel:

$$T = \frac{2{,}3Q}{4\pi h} \text{ și } S = \frac{2{,}25\,Tt_0}{r^2} \tag{4.55}$$

Metoda Chow. Prin dezvoltarea metodelor de mai sus Chow a adus unele îmbunătățiri:

Se efectuează măsurători ale denivelării într-un puț de observație apropiat de un puț de pompaj. Datele măsurate se înscriu pe o diagramă semilogaritmică, în mod similar cu metoda lui Iacob. Se pune deci denivelarea $(H—h)$ în ordonată la scară normală, iar timpul (t) de la începutul pompajului în abscisă la scara logaritmică și se construiește curba denivelării. Pe curba trasată se alege un punct arbitrar și se extrag coordonatele lui t și $(H—h)$, după care se trasează o tangentă la curbă în punctul ales și se determină diferența denivelării pe un ciclu logaritmic (Δh).

Apoi se calculează funcția $f(U)$ din relația

$$f(U) = \frac{H - h}{\Delta h}$$

și se găsesc valorile corespunzătoare ale funcției $W(U)$ și U din fig. 4.19 și tabelul 4.4.

În final se calculează constantele hidrogeologice:

$$T = \frac{Q}{4\pi (H - h)} W(U) \tag{4.56}$$

și

$$S = \frac{4Tt}{R^2} U \tag{4.57}$$

Metode revenirii nivelului apei după pompare. Ecuația curgerii nestaționare este aplicabilă pentru analiza revenirii nivelului într-un puț de pompaj. Dacă într-un puț se pompează pe o perioadă cunoscută de timp și apoi se oprește pomparea, atunci denivelarea rezultată va fi aceeași ca și

cînd pompajul ar fi continuat, iar o turnare cu același debit s-a suprapus pe puțul de pompaj în momentul în care pompajul a fost oprit. Denivelarea reziduală $H-h'$ (în care h' este coloana în timpul perioadei de revenire) poate fi dată de relația

$$H - h' = \frac{Q}{4\pi T}\left[\int_{\frac{r^2 S}{4Tt}}^{\infty} \frac{e^{-U}\,dU}{U} \int_{\frac{r^2 S}{4Tt'}}^{\infty} \frac{e^{-U}\,dU}{U}\right] \tag{4.58}$$

în care t este timpul de la începutul pompajului, iar t' — timpul de cînd pompajul a fost oprit.

În cazul în care r este mic și t este mare, integralele exponențiale pot fi reduse la primii doi termeni ai ecuației, iar coeficientul de transmisibilitate este dat de ecuația:

$$T = \frac{2{,}3Q}{4\pi(H-h')} \log \frac{t}{t'}. \tag{4.59}$$

Revenirea nivelului apei se poate măsura în puțul central sau într-un puț de observație apropiat. Cu aceste date se poate determina constanta T. Prin convenție, în obținerea unei soluții, denivelarea reziduală $(H-h')$ trebuie să fie pusă în ordonată la scară normală, iar în abscisă să fie pus raportul $\frac{t}{t'}$ la scară logaritmică.

În continuare se procedează similar cu metoda Iacob prezentată anterior, obținîndu-se valorile parametrilor hidrogeologici căutați.

4.2. Studiul permeabilității rocilor intens fisurate și carstificate

Proiectarea, executarea și exploatarea construcțiilor în zone cu roci intens fisurate și afectate de goluri necesită studii și cercetări complxe pentru stabilirea corectă a condițiilor geologo-tehnice și influența acestora asupra construcțiilor. Golurile pot fi de natură carstică în rocile solubile sau formate prin acțiunea de contracție și răcire (vacuole) în rocile eruptive. Permeabilitatea acestor roci variază, de regulă, în limite foarte mari, iar studiul ei impune o investigație detaliată și foarte complexă, cum reiese din numeroase exemple din practica inginerească.

— Barajul Maria-Cristina din Spania, înalt de 30 m, al cărui lac de acumulare a fost calculat la 28 milioane m^3 de apă, din cauza fenomenelor carstice insuficient studiate acumulează numai 4 milioane m^3 de apă, la înălțimea de 12 m.

— Barajul Mont-Jaque, tot din Spania (Andaluzia), înalt de 72 m, construit într-o zonă de calcare jurasice intens fisurate și carstificate nu a avut niciodată lacul de acumulare plin. Uneori se poate circula pe fundul lacului pînă la fundația barajului. Apa din lacul de acumulare se pierde prin calcarele carstificate care sînt drenate de o vale vecină cu baza de eroziune situată sub nivelul lacului de acumulare.

— Barajul Saint Wilhelm, din Franța, construit pe calcare jurasice intens fisurate și carstificate, nu reține nici o picătură de apă, din cauza infiltrației totale care are loc pe sub baraj (Lugeon, 1936).

— Barajul Camarazza din Spania, înalt de 92 m, a necesitat un volum foarte mare de lucrări de cimentare pentru crearea unei perdele antifiltrante, a căror execuție a durat peste 5 ani. Pentru determinarea căilor de infiltrație au fost efectuate numeroase lansări și analize cu fluoresceină.

— Barajul Hels-Bar de pe rîul Tennessee din SUA, cu toate măsurile luate în timpul execuției, după umplerea lacului de acumulare s-au înregistrat pierderi mari de apă, care au impus lucrări suplimentare de cimentare cu o durată de execuție de 13 ani. Rezultate satisfăcătoare s-au obținut numai după folosirea metodei de asfaltizare. După 14 ani, infiltrația a crescut din nou pînă la 48 m^3/s. și a necesitat lucrări capitale de betonare.

— Barajul Texas din SUA s-a prăbușit sub greutatea proprie într-un mare gol carstic.

— Barajul Saint-Francis, din California, s-a prăbușit, producînd o catastrofă de mari proporții. Cauza principală a fost creșterea rapidă a infiltrației ca urmare a dizolvării intercalațiilor de gips din conglomeratele situate în partea vestică a fundației barajului. Fenomene similare au avut loc și la barajul Birs din Franța, care au provocat fenomene de tasare în baraj, dar care nu au dus la catastrofă, datorită măsurilor de protecție luate la timpul oportun.

— Pe linia ferată Roma—Neapole s-a săpat un tunel prin masivul calcaros Monte Orso, constituit din calcare cretacice. Tunelul a interceptat o peșteră cu lungimea de 70 m și înălțimea de 12 m. Traseul liniei ferate se situa la nivelul plafonului peșterei și necesita construirea unui viaduct în subteran foarte costisitor. Din aceste motive a trebuit să se renunțe la acest traseu, stabilindu-se un altul prin cercetări detaliate cu galerii și foraje preventive din 10 în 10 metri.

— În regiunea Samarsk de pe Volga, din cauza fenomenelor carstice a fost nevoie de schimbarea traseului de cale ferată, pe care erau construite două poduri și o stație.

— În platoul Ufimsk terasamentul căii ferate pe o distanță destul de mare a fost construit pe roci permiene cu intercalații de gips, carstificate. După punerea în exploatare a liniei au apărut o serie de doline carstice de prăbușire, care au necesitat numeroase lucrări de consolidare a terasamentului și restricții de circulație. Condiții similare sînt pe liniile ferate Cazani—Sverdlovsk, Molotov—Sverdlovsk, precum și într-o zonă din Ucraina de vest.

— În terasamentul căii ferate, din apropiere de orașul Ufa a avut loc în anul 1927 o prăbușire carstică cu un volum de 800 m^3, care a produs serioase perturbații în circulație și pierderi importante de mijloace și timp pentru refacerea terasamentului.

— Pe linia ferată Moscova—Gorki s a produs, în 1943, o dolină carstică cu diametrul de 50 m într-o zonă rambleată. Dolina a produs o tasare a rambleului de 1 m, afectînd terasamentul căii ferate pe 25 m lungime (Lomtadze, 1977).

— Linia ferată Oravița—Anina, construită în masivul calcarelor jurasice și cretacice carstificate, are restricții de circulație: viteze reduse și încărcături limitate.

— La exploatarea substanțelor minerale utile prin lucrări miniere subterane se întîmpină deseori mari dificultăți create de erupțiile de apă din formațiunile calcaroase carstificate. Aceste erupții puternice de apă, care nu pot fi evitate, conduc uneori la imposibilitatea valorificării substanțelor minerale utile. Astfel zăcămintele de cărbune din bazinul Kizelovsk în Urali, situate sub calcarele și dolomitele carbonifere intens carstificate, sînt exploatate în condiții foarte grele. Fenomenele carstice provoacă mari greutăți la prospectarea și explorarea cîmpurilor miniere prin lucrări de foraj și miniere, precum și la construcția puțurilor și a lucrărilor de pregătire și exploatare a stratelor de cărbuni. Numai dintr-o mină trebuie pompată apa de la o adîncime de 300—400 m în cantitate de 700—800 m^3/oră. Aceasta conduce la mari dificultăți tehnice și la creșterea însemnată a cheltuielilor de exploatare (Gazizov, 1971).

— Zăcămintele de cărbune din bazinul Moscovei au formațiuni carstificate în culcuș care de asemenea provoacă mari greutăți în executarea lucrărilor miniere.

— Exploatarea stratelor de cărbuni cocsificabili din zona Anina se face în condiții tehnice grele. Construcțiile miniere au avut dese deteriorări provocate de erupțiile mari de apă care circulă prin golurile carstice subterane sub mare presiune. Astfel la 29 iulie 1940 în orizontul VI al puțului 2 a avut loc o puternică erupție de apă cu un debit inițial de 360 m^3/oră, avînd cantități mari de nămol, pietriș, șisturi și cărbune. În timp de 17 zile, cît a durat erupția, s-au scurs cca. 150 000 m^3 apă. Pentru lichidarea erupției s-a construit un dig de 4,5 m grosime din beton Portland cu priză rapidă. După închiderea ventilelor presiunea apei în spatele digului a ajuns pînă la 74 atmosfere (Lazăr, 1963).

— Erupții mari de apă au avut loc și în minele de cărbune de la Doman, în anul 1937. În galeriile transversale de la orizonturile VII și VIII, care au atins calcarele calloviene, au fost înregistrate două erupții de apă venite din golurile carstice subterane. În transversala de la orizontul VII erupția de apă a avut un debit inițial de 70 litri/min. și a atins presiunea de 14 at. Debitul erupției de apă de la orizontul VIII a fost de 150 litri/min., iar presiunea de 20 at. Pentru închiderea apei a fost nevoie de construcția unor diguri de 2 m grosime.

— Zăcămintele de minereuri de fier de la Palazu Mare și Mădăraș sînt situate în zona cu condiții hidrogeologice foarte grele, create de prezența apelor carstice și de fisurație în depozitele din acoperiș.

— Prezența fenomenelor carstice în zonele de construcții edilitare provoacă mari greutăți la proiectarea, executarea și întreținerea clădirilor. În unele zone, fenomenele carstice se dezvoltă cu o viteză mare încît constituie pericole permanente în viața și activitatea oamenilor. Astfel, după datele lui I. A. Savarenski (1962) în zona orașului Dzerjinsk situate pe valea Oka, pe o suprafață de 300 km^2 sînt peste 3000 de doline carstice. În perioada 1935—1959 s au format 54 de doline noi, cea mai mare avînd diametrul de 90 m și adîncimea de 28 m. În zona orașului Panevejis din Lituania apar o mulțime de doline și prăbușiri carstice. În zona orașului Ufa în ultimii 60—65 ani s-au înregistrat 80 doline carstice.

— În zonele cu dezvoltare a fenomenelor carstice, căile de acces — șosele, drumuri principale și secundare — necesită cheltuieli suplimentare pentru

întreținerea lor permanentă și executarea unor lucrări speciale de consolidare a terasamentelor și a construcțiilor conexe. Totodată alimentarea cu apă potabilă și industrială se realizează în condiții foarte grele.

— Influența negativă a fenomenelor carstice poate fi evitată în activitatea tehnică, cu condiția ca studiile efectuate să permită stabilirea exactă a condițiilor geologo-tehnice ale zonei și a celor mai corespunzătoare măsuri de protecție. În practica mondială se cunosc o serie de obiective hidroenergetice construite în zone cu fenomene carstice, dar care funcționează în condiții normale. Așa de exemplu uzina hidroenergetică de la Pavlovsk, pe rîul Ufa, construită în zona calcarelor permiene intens fisurate și carstificate funcționează în condiții normale, deși studiile au indicat un coeficient de infiltrație de 1000—1500 m/zi.

La proiectarea barajului Kahovka de pe rîul Nipru s-au pus problme deosebite în privința infiltrațiilor apelor din lacul de acumulare către bazinul Mării Negre prin calcarele neogene, intens carstificate. Înclinarea calcarelor este de 2° către Marea Neagră și se caracterizează printr-o permeabilitate ridicată. Coeficientul de infiltrație variază între 500—800 și uneori 1100 m/zi (Lomtadze, 1977).

Practica a dovedit că studiul complex al carstului face posibilă și uneori chiar indicată construcția de baraje în condiții carstice. În URSS, de exemplu, există numeroase baraje construite în terenuri carstice: Ciorna din Crimeea, Sîrzani de pe rîul Volhova, barajele de pe Volga, Bela, Ufa, Nipru etc.

O serie de zăcăminte de substanțe minerale utile sînt legate genetic de fenomene carstice, în special de cele vechi, „carstul îngropat" sau „fosil". De exemplu, zăcămîntul de plumb și argint situat într-o peșteră din partea superioară a fluviului Missisippi este așezat într-un strat de 1 m grosime pe talpa peșterii, iar zăcămintele de fosfați Quercy (Franța) și Nasau (Germania) sînt legate de fenomenele carstice din aceste zone. De asemenea pot fi citate zăcămintele de fier din peștera Bramabio (Franța), de plumb din peștera Pike (Anglia), de sulfuri complexe de la Otava (Vestul Africii), precum și zăcămintele de bauxită din Franța, Germania, Ungaria, Jugoslavia și cele din Pădurea Craiului din România.

4.2.1. **Fenomene carstice**

Termenul *carst* provine de la denumirea podișului calcaros din peninsula Istria din Jugoslavia, unde formele carstice au o mare răspîndire.

În literatura de specialitate sînt numeroase definiții ale carstului. Unele subliniază importanța carstului la formarea reliefului și îl consideră ca fenomen geomorfologic; altele insistă asupra proceselor care îi dau naștere și îl consideră ca fenomen geologic. În lucrările fundamentale recente carstul este tratat mai complex luîndu se în considerare atît procesele care îl generează, cît și modul de manifestare și reflectare a lui în interiorul masivelor de roci carstificabile și la suprafața acestora, definîndu-l ca un proces fizico-geologic.

La o conferință privind carstul, care a avut loc la Moscova în anul 1956, s-a semnalat existența, pînă la acea dată, a 33 definiții ale carstului. Conferința a recomandat următoarea definiție: „Totalitatea fenomenelor

geologice din scoarța terestră și de la suprafața ei, generate de dizolvarea rocilor și reflectate în formarea golurilor, în schimbarea și distrugerea structurii rocilor, în formarea unui relief caracteristic și a unui regim special al apelor subterane și al rețelei hidrografice" (Popov, 1959).

Principalul factor care condiționează formarea carstului este, așadar, procesul dizolvării rocilor solubile. Acesta este însoțit adesea de procesul sufoziei, spălării mecanice a particulelor din roci, proces care influențează activ dezvoltarea carstului. Procesul de dizolvare a rocilor care contribuie la dezvoltarea formelor carstice se numește p r o c e s c a r s t i c, iar rocile solubile în care se dezvoltă formele carstice se numesc r o c i c a r s t i f i c a t e. Legat de aceasta sînt improprii denumirile de „carst argilos", „carst în loess" sau „carst termic", deoarece în primele cazuri avem de a face numai cu procesul spălării mecanice a rocilor, iar în ultimul caz cu procesul de topire a gheții și nu cu procesul de dizolvare a rocilor. Fenomenele carstice care iau naștere ca urmare a acțiunii procesului carstic atît în formațiunile carstificabile cît și în depozitele acoperitoare se numesc forme morfologice ale carstului.

4.2.2. Condițiile principale ale dezvoltării carstului

Carstul, ca proces fizico-geologic, are loc ca urmare a acțiunii corosive a apelor de suprafață și subterane asupra rocilor solubile carstificabile. Acțiunea corosivă a acestor ape asupra rocilor se reflectă prin procesul de dizolvare a componentelor solubile și de transport în soluție de către apele de circulație subterană. Procesul de coroziune este influențat pozitiv sau negativ de prezența diferiților factori naturali din zonă. Absența acestor factori poate conduce la reducerea substanțială a vitezei de dezvoltare a carstului sau chiar la oprirea totală a lui.

În prezent este unanim acceptată formularea lui F. P. Savarenski (1933) privind cauzele dezvoltării carstului. D. S. Sokolov (1962) dezvoltă această idee și prezintă o formulare mai completă și exactă a condițiilor principale ale dezvoltării carstului: „Ca proces geologic carstul se dezvoltă neapărat acolo unde există asocierea în același timp a următoarelor patru condiții: prezența rocilor solubile, permeabilitatea acestora, circulația apelor și capacitatea lor de dizolvare. Lipsa oricăreia din cele patru condiții (în spațiu sau în timp) exclude posibilitatea dezvoltării carstului. Numai conlucrarea acestor condiții permite separarea certă a carstului de alte procese geologice strîns legate între ele".

Fiecare din aceste patru condiții principale ale procesului carstic este influențată direct de prezența factorilor naturali care au acționat și acționează în strînsă legătură cu istoria geologică a zonei respective. Printre acești factori pot fi enumerați: gradul de fisurație și tipul genetic al acestora, gradul de colmatare a lor cu produsele rezultate din procesele de coroziune și alterare, viteza de circulație a apelor carstice și de fisurație, gradul lor de agresivitate asupra rocilor solubile, mărimea gradientului hidrodinamic al acestor ape, mișcările epirogenetice și orogenetice care au afectat regiunea etc.

Prin urmare carstul, ca proces geologic complex, trebuie studiat în strînsă legătură cu istoria geologică a regiunii și cu evoluția în timp a factorilor enumerați.

Roci carstificabile. Între rocile carstificabile pot fi separate următoarele trei grupe:

— rocile carbonatice: calcare, dolomite și diferite tipuri de trecere;
— rocile gipsifere și anhidritice;
— rocile salifere și sulfurile de Na, K și Mg.

Pentru studiul geologic ingineresc al carstului au o importanță deosebită rocile gipsifere și carbonatice, datorită gradului lor mare de răspîndire în scoarța terestră.

Rocile carbonatice sînt cele mai larg răspîndite, dar în același timp sînt și cele mai greu solubile. Gradul de solubilitate a rocilor carbonatice este cel mai important indicator tehnic din punct de vedere al geologiei inginerești. Pe baza lui se caracterizează fiecare strat sau pachet de strate în privința dezvoltării sau activizării carstului în timpul exploatării construcției. De asemenea se conturează zonele cele mai periculoase care necesită o atenție deosebită la proiectarea măsurilor tehnice de protecție.

Procesul dizolvării rocilor carbonatice depinde de următorii factori: compoziția mineralogică, structura, textura, gradul de fisurație, porozitatea, gradul de agresivitate a apelor și condițiile de circulație a apelor carstice și de fisurație.

În funcție de compoziția mineralogică, adică de conținutul în procente a mineralelor de calcit—$CaCO_3$ și dolomit—$CaMg\ (CO_3)_2$, poate avea loc nu numai procesul de dizolvare ci și procesul de dezagregare a rocii, cu schimbarea compoziției mineralogice și a proprietăților fizice.

Se știe că solubilitatea dolomitului este mai mare decît solubilitatea calcitului, dar viteza de dizolvare a calcitului este de cîteva ori mai mare decît viteza de dizolvare a dolomitului. Această diferență în viteza de dizolvare are o mare importanță în dezvoltarea carstului în rocile cu compoziție de trecere între calcare și dolomite. Datorită vitezei mari de dizolvare a calcitului, aceasta se îndepărtează mult mai repede de către apele subterane în circulație. Mineralele de dolomit se dizolvă mult mai încet și, din această cauză, se depun în golurile create sub forma făinii dolomitice, împiedicînd astfel dezvoltarea în continuare a procesului carstic. De aici rezultă și o anumită legitate a proprietăților fizico-mecanice ale sedimentelor de umplutură ale golurilor carstice. Astfel, în zonele cu calcare pure golurile carstice, de cele mai multe ori, sînt lipsite de depuneri sau sînt parțial colmatate cu materiale argiloase. În procesul de interacțiune chimică a acestor roci cu apele subterane are loc numai dizolvarea mineralelor de calcit. În zonele cu dolomite calcaroase sau cu calcare dolomitice golurile carstice sînt, de obicei, colmatate cu depuneri carbonatice afînate. În procesul interacțiunii chimice are loc atît procesul dizolvării cît și procesul coroziunii rocilor carbonatice.

Structura rocilor carbonatice, îndeosebi caracterul așezării principalelor elemente structurale, precum și caracterul cimentului carbonatic influențează în mare măsură asupra vitezei de dizolvare a rocilor, mărind-o sau micșorînd-o. Dizolvarea rocilor depinde și de porozitatea și fisurația microscopică, transformările ulterioare etc.

Toate cele arătate mai sus evidențiază faptul că la studiul geologo-inginerese al carstului trebuie acordată o atenție deosebită caracteristicilor petrografice, chimice și micropetrografice ale tuturor tipurilor litologice de roci carbonatice care iau parte la constituția geologică a zonei.

O importanță deosebită are studiul atent a rocilor constituite din gipsuri și anhidrite în cazul cînd acestea sînt prezente în zona construcției. Solubilitatea gipsului și anhidritului este mai mare decît a calcitului, ceea ce explică dezvoltarea mai mare a procesului carstic în astfel de roci.

Gradul de permeabilitate a rocilor solubile. Factorul principal care determină permeabilitatea rocilor solubile este gradul lor de fisurație, porozitate și cavernozitate, rocile ca atare fiind practic impermeabile.

Fisurile constituie căile de pătrundere și circulație a apelor de suprafață și subterane în masivul calcaros și ușurează interacțiunea lor chimică. Se poate considera că aproape toate formele carstice sînt fisuri lărgite prin acțiunea corozivă și erozivă a apelor de suprafață și subterane.

După Gvozdețki (1954), dizolvarea începe în primul rînd pe fețele de cristal ale particulelor, ceea ce le eliberează de coeziune și le ușurează levigarea mecanică de către apele subterane. Spălarea mecanică a particulelor de rocă se pregătește deci prin dizolvare și este accelerată prin acțiunea erozivă și de levigare. Apele agresive acționează astfel mereu pe suprafețele cristalelor noi eliberate ale particulelor de rocă solubilă. Toate acestea conduc la lărgirea continuă a fisurilor și la formarea diferitelor goluri carstice în masivul de calcare.

Asocierea acțiunii corozive și erozive a curenților de apă are loc după Gvozdețki (1954) numai în condițiile circulației turbulente, în cazul unor viteze de curgere însemnate. În cazul scurgerilor laminare ale apelor subterane, cu viteze reduse, acțiunea erozivă aproape că nu are loc și ca urmare dezagregarea rocilor se produce numai pe seama dizolvării.

De aici rezultă că nu toate fisurile joacă același rol în dezvoltarea carstului. Rolul lor depinde de mai mulți factori, între care mărimea deschiderii fisurii, frecvența lor, unghiul de înclinare, gradul de continuitate pe verticală și orizontală. Desigur că toți acesti parametri de bază ai fisurilor sînt legați de condițiile lor de formare, adică de geneza lor. În funcție de geneză, rolul fisurilor în dezvoltarea carstului este diferit:

a. Fisurile de alterare, avînd adîncime mică (de la 2—3 m pînă la 10—15 m și numai rareori 30—35 m) influențează în foarte mică măsură dezvoltarea carstului.

b. Fisurile adînci, care separă rocile în blocuri de diferite forme, ușurează pătrunderea apelor în adîncimea masivelor și influențează mult dezvoltarea procesului carstic. Adeseori se observă răspîndirea cavernelor și a altor forme carstice la intersecția diverselor fisuri. Influența lor asupra procesului carstic crește în zonele unde rocile carbonatice au grosime mare și unde au fost supuse proceselor de recristalizare și dolomitizare.

c. Fisurile de stratificație au o bună continuitate și aproape întotdeauna poartă urme de coroziune a rocilor carbonatice. Adeseori, fisurile de stratificație joacă principalul rol în dezvoltarea carstului, în special în zonele lipsite de mișcări tectonice. Se cunosc multe exemple în care legitățile de răspîndire a formelor carstice depind de direcțiile fisurației de stratificație, iar zonele cele mai intens carstificate se găsesc la contactele dintre stratele învecinate. Unul dintre aceste exemple este zona hidroelectrocentralei Kahovka

de pe rîul Nipru, unde cavernele în calcarele neogene sînt răspîndite după suprafețele de stratificație. Aceeași particularitate o prezintă calcarele sarmațiene din Dobrogea de sud.

d. Fisurile tectonice au cel mai mare rol în dezvoltarea carstului, întrucît au o bună continuitate, pînă la mari adîncimi. Ele străbat mai multe serii de roci, diferite din punct de vedere litologic, și pătrund în adîncimea masivelor de calcare. Fisurile tectonice au de asemenea diferite direcții de dezvoltare, funcție de mișcările tectonice care le-au generat. Cea mai mare influență asupra carstului au fisurile tectonice care au luat naștere în urma eforturilor de tensiune, întrucît au deschideri mari și constituie importante căi de circulație a apelor. Un astfel de rol joacă faliile, fracturile tectonice și dislocațiile puternice, care favorizează, de regulă, dezvoltarea celor mai intens carstificate zone în rocile solubile. Uneori aceste fisuri sînt și căile de acces la suprafață ale apelor arteziene și ale gazelor (Permiakov, 1949). De aceea fisurile tectonice necesită un studiu atent în cadrul cercetărilor geologice inginerești.

e. Un alt important tip genetic de fisuri sînt fisurile de versant, alunecări și prăbușiri. Între acestea „fisurile de descărcare" trebuie separate în mod deosebit în cadrul cercetărilor geologice inginerești (Lîkoșin, 1968). Aceste fisuri condiționează adesea dezvoltarea zonelor intens carstificate în versanții văilor.

Cercetările efectuate în ultimii 20 de ani în diferite zone carstice arată legătura strînsă a carstului cu condițiile tectonico-structurale ale regiunii. S-a stabilit că legitatea răspîndirii golurilor carstice în oricare zonă se determină, în principal, prin caracterul fisurației rocilor carbonatice. În plus, prin faptul că fisurația este un factor care prezintă o zonalitate pe adîncime, ea indică una din legitățile de bază a carstului — intensa dezvoltare a sa în zonele hidrodinamice superioare și slăbirea către adîncime (Sokolov, 1947).

Caracterul fisurației rocilor determină, în majoritatea cazurilor, morfologia și hidrogeologia carstului. Într-adevăr cînd în zona carstică predomină fisurile verticale se observă predominarea golurilor și canalelor carstice verticale care merg pînă la mari adîncimi în masivul calcaros. Cînd predomină fisurile orizontale, de exemplu fisurile de stratificație, se observă prezența canalelor și cavernelor orizontale, răspîndite, de preferință, în stratele de roci cu cea mai mare solubilitate.

Din cele arătate mai sus rezultă importanța deosebită a studiului fisurației rocilor carstificabile.

O importanță tot așa de mare, are și studiul porozității și fisurației microscopice ale rocilor carbonatice, întrucît acestea reprezintă căi suplimentare de circulație a apelor, mai ales în cazul cînd au o bună comunicație (Rodionov, 1948). Mărind suprafața de dizolvare, ele accelerează procesul de carstificare, îndeosebi în zonele învecinate pereților fisurilor mari și pregătesc astfel lărgirea în continuare a acestor fisuri și dezvoltarea diferitelor forme morfologice ale carstului.

Circulația apelor subterane. Condițiile hidrogeologice ale unei zone carstice determină caracterul circulației apelor subterane în masivele carstificate.

De la suprafața rocilor solubile apele provenite din precipitațiile atmosferice pătrund în adîncime pe sistemele de fisuri și goluri carstice. În circulația apelor către adîncimea masivelor carstice se observă în majoritatea

cazurilor o zonalitate pe verticală. În partea superioară a masivului permeabilitatea rocilor este mai mare, datorită intensității fisurației, iar circulația apelor este cea mai intensă, găsindu-se sub acțiunea directă de drenare a rețelei hidrografice. Prin urmare aici este cel mai mare schimb de apă. Cu adîncimea, gradul de fisurație a rocilor scade și ca urmare permeabilitatea se micșorează, iar apele subterane capătă un regim hidrodinamic mai stabil și ca urmare schimbul de ape este mai redus.

Cu studiul regimului și condițiilor de circulație ale apelor subterane în profil vertical s-au ocupat o serie de cercetători, separîndu-se în final în patru zone.

Considerăm ca cea mai rațională și acceptabilă schema lui D. S. Sokolov (1962), care separă următoarele zone:

1. Zona aerației, unde are loc circulația apelor de infiltrație pe fisuri și canale carstice, de preferință pe verticală.

2. Zona variației sezoniere, în care circulația apelor subterane are un caracter variabil. În perioada creșterii nivelului apelor subterane are loc circulația orizontală, iar în perioada scăderii — circulația pe verticală. Grosimea acestei zone este mică în masivele intens carstificate. În masivele slab carstificate această zonă poate atinge grosimi de 50—100 metri (fig. 4.20 și 4.21).

3. Zona saturației totale, care se află în sfera acțiunii de drenare a rețelei hidrografice, iar circulația apelor subterane se face în direcția albiei rîurilor. În sfera de descărcare a apelor subterane la talvegul rîurilor, circulația apelor are un caracter de presiune și este îndreptată de jos în sus.

4. Zona circulației de adîncime, unde circulația apelor subterane are loc în afara influenței drenante a rețelei hidrografice. Apele subterane circulă cu viteze reduse către depresiunile mari tectonice sau către focare speciale de descărcare.

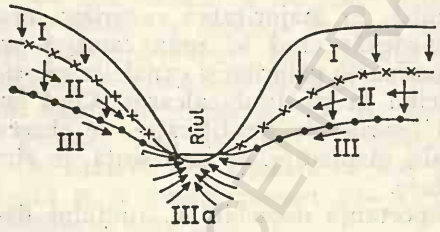


Fig. 4.20. Condițiile circulației apelor subterane în diferitele zone hidrodinamice (Sokolov, 1962).

I — zona aerației; *II* — zona variației sezoniere; *III* — zona saturației totale; *III a* — zona descărcării apelor subterane în talvegul văii. Săgețile indică direcția de circulație a apelor.

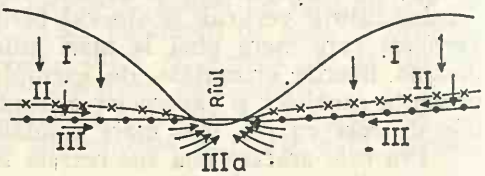


Fig. 4.21. Condițiile circulației apelor sub terane în masivele intens carstificate (Sokolov, 1962):

I — zona aerației; *II* — zona variației sezoniere; *III* — zona saturației totale; *IIIa* — zona descărcării apelor subterane în talvegul văii.

În studiul geologic ingineresc al carstului cercetarea detaliată a regimului apelor subterane din zona construcției are o mare importanță. De caracterul chimismului și regimul hidrodinamic al apelor subterane depind, în mare măsură, legitățile dezvoltării și răspîndirii formelor carstice.

Apele subterane din primele două zone (zona aerației și zona variației sezoniere) sînt cele mai dinamice. Alimentarea acestor zone se face în exclusivitate pe seama infiltrației apelor din precipitațiile atmosferice și, ca

urmare, ele suportă influența zonalității climatice și reflectă cu intensitate regimul factorilor meteorologici. Întrucît apele precipitațiilor atmosferice se îmbogățesc pe măsura pătrunderii lor în adîncimea masivului carstic în CO_2 și diferiți acizi organici, acțiunea lor corosivă crește foarte mult. În afară de aceasta, apele subterane ale acestor zone au și viteze mari de circulație. Așa se explică și intensitatea dezvoltării carstului cu diferitele forme morfologice verticale și orizontale ale lui, în mod deosebit în limitele acestor zone.

Zona saturației totale se alimentează din apele nivelelor superioare și se caracterizează prin posibilitățile de descărcare mai mici. Ea posedă, însă, un regim geochimic și hidrodinamic mult mai stabil. Circulația apelor este îndreptată către albia rîului și, de obicei, are viteze mici. Ca rezultat și viteza dezvoltării carstului este mult mai redusă. La studiul carstului o atenție deosebită trebuie acordată talvegului rîului, unde dezvoltarea carstului este intensificată pe seama acțiunii corozive a apelor sub presiune din sfera descărcării.

Zona circulației de adîncime a apelor subterane se caracterizează prin prezența unui regim geochimic stabilizat. Datorită circulației foarte reduse a apelor, acestea capătă o mineralizație ridicată. În zona circulației de adîncime are loc îmbogățirea apelor cu hidrocarburi, CO_2, N_2 și H_2S (Makarenko, 1947). Invocînd dinamica slabă și mineralizația ridicată ale apelor subterane, numeroși cercetători ai carstului exclud posibilitatea dezvoltării formelor carstice la mari adîncimi. Această părere este însă greșită. Studiile geologo-inginerești ale ultimilor ani și forajele de mare adîncime arată existența golurilor carstice la mari adîncimi în masivele carstificate. De exemplu, în rocile precambriene ale masivului cristalin ucrainian, după datele lui A. V. Șerbakova (1954), s-au interceptat cu foraje goluri carstice și caverne la adîncimea de 430 m, sub nivelul bazei de eroziune locale, respectiv la 400 m, sub nivelul Mării Negre.

O importanță mare la dezvoltarea carstului are acțiunea corosivă a apelor care circulă sub presiune prin anumite fisuri și canale. Starea de presiune le imprimă o circulație ascendentă. Încă din anul 1911 P. Tutkovski arată existența acestor ape, pe care le-a denumit chei arteziene. El a legat fenomenele de prăbușiri de pe teritoriul zonei Volînsk de acțiunea acestor ape, care străbăteau cretele prin fisurile tectonice.

Datorită evoluției morfologice a regiunii, limitele acestor zone nu rămîn aceleași, ci se schimbă neîncetat, în funcție de variația condițiilor de drenare. O mare importanță în determinarea condițiilor hidrogeologice ale carstului au de asemenea, mișcările pozitive, sau negative ale scoarței terestre. De aceea numai studiul complex al acestor factori dă posibilitatea stabilirii tendinței de evoluție carstului în fiecare regiune.

Capacitatea de dizolvare a apelor subterane. În procesul de carstificare factorul geochimic are un rol deosebit și foarte complex, mai ales din punctul de vedere al mecanismului de dizolvare a carbonaților. Acest proces de dizolvare, deși a fost studiat de numeroși cercetători, nu este încă pe deplin elucidat. Solubilitatea calcarului este foarte redusă în apă pură, dar poate crește considerabil în prezența bioxidului de carbon sau a altor acizi organici și minerali. În prezența bioxidului de carbon în apa de soluție, mediul de reacție este eterogen, cu participarea a trei stări de agregare: solid ($CaCO_3$), lichid (H_2O) și gazos (CO_2). Se formează astfel o soluție

foarte instabilă, cu caracter reversibil, orice modificare a mediului de reacție putînd conduce fie la dizolvarea $CaCO_3$, fie la depunerea lui.

În aceste condiții procesul de dizolvare are loc după reacția clasică:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightleftharpoons Ca^{++} + 2\ HCO_3^-$$

Această reacție s-a dovedit a fi însă mult mai complexă, la procesul de dizolvare participînd un lanț de reacții. M. D. Bleahu (1974) menționează următoarele reacții:

1) $CO_2 + H_2O \leftrightarrows H_2CO_3$ (acidul carbonic)
2) $H_2CO_3 \leftrightarrows H^+ + HCO_3^-$ (ionul bicarbonic)
3) $HCO_3^- \leftrightarrows H^+ + CO_3^{--}$ (ionul carbonic)
4) $CaCO_3 \leftrightarrows Ca^{++} + CO_3^{--}$
5) $H_2O \leftrightarrows H^+ = OH^-$

Fiecare din aceste ecuații se caracterizează printr-o constantă de disociere. Întregul proces de dizolvare-depunere a calcarului depinde de valoarea acestor constante și de variația lor cu temperatura și presiunea.

În procesul de dizolvare a calcarului Bögli (1960) separă patru faze de disociere, care intră în reacție după schema prezentată în figura 4.22.

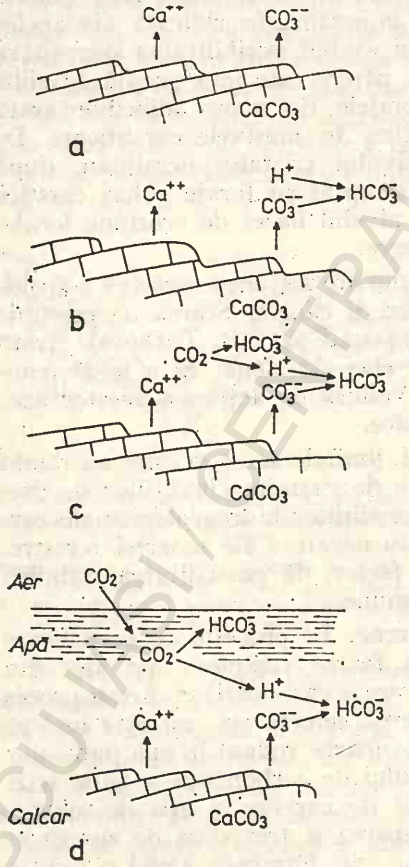


Fig. 4.22. Fazele disocierii calcarului (Bögli, 1960).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În concepția lui Bögli, calcarul se dizolvă la început direct în apă, fără participarea CO_2, conform reacției: $CaCO_3 \leftrightarrows Ca^{++} + CO_3^{--}$ Procesul este foarte rapid, astfel că practic se atinge imediat echilibrul reacției. În această situație în prima fază (faza I) se dizolvă o cantitate redusă de $CaCO_3$ (10—14 mg/l, în intervalul de temperatură la 8 —25°).

În fazele II și III intră în acțiune CO_2, care duce la formarea acidului carbonic și la disocierea lui cu formarea ionilor H^+ și HCO_3^- și apoi H^+ și CO_3^{--}. Din cantitatea totală a CO_2 numai 0,7% intră în reacție cu apa sub forma H_2CO_3; restul de 99,3% este dizolvat în apă fizic. Cantitatea de calcar care se dizolvă în aceste faze se determină prin conținutul CO_2 în apă, care este o funcție liniară din presiunea parțială a CO_2 în aer. Viteza reacției și schimbul de substanță în faza III este mare. Ea crește cu temperatura. De exemplu, prin creșterea temperaturii cu 10° viteza reacției se dublează.

În faza a IV-a apare ca factor principal difuziunea CO_2 din aer în apă. Calcarul se poate dizolva numai pînă la stabilirea echilibrului dintre CO_2 din aer și din soluția de bicarbonat de calciu. Viteza dizolvării calcarului este limitată de viteza difuziunii, care este foarte mică. De aceea Bögli consideră că primele trei faze sînt mai active în procesul de carstificare.

La dezvoltarea carstului carbonatic procesul de dizolvare a calcarului este dirijat, în mare măsură, de acțiunea CO_2. Echilibrul soluției este stabil pentru o anumită presiune, temperatură și conținut de CO_2 din atmosferă. Orice variație a unuia din acești factori contribuie la dezechilibru, și deci fie la dizolvarea, fie la depunerea carbonatului de calcium.

După Bleahu (1974) reacția chimică a gazului carbonic cu apa are forma: $CO_2 + H_2O \leftrightarrows H_2CO_3$ și este urmată de două disociații:

$$H_2CO_3 \leftrightarrows H^+ + HCO_3^- \text{ și } HCO_3^- \leftrightarrows H^+ + CO_3^{--}.$$

În soluția de apă, CO_2 se prezintă sub următoarele forme:

- CO_2 total
  - CO_2 liber
    - CO_2 agresiv;
    - CO_2 de echilibru.
  - CO_2 legat
    - CO_2 semicombinat (în bicarbonat);
    - CO_2 combinat (în carbonat)

Prima și ultima formă sînt doar teoretice. A doua și a treia sînt legate printr-un raport constant, formînd echilibru soluției: CO_2 de echilibru.

D. S. Sokolov (1962) a întocmito diagramă a solubilității $CaCO_3$ în apa care conține CO_2 și componentele acestuia (fig. 4.23). Din diagramă rezultă valorile celor trei componente:

C_a — capacitatea de dizolvare a apei fără CO_2;

C_b — capacitatea de dizolvare a apei în care CO_2 liber este consumat în întregime la dizolvarea $CaCO_3$;

C_c — capacitatea suplimentară de dizolvare, de difuziune, pe care o primește apa pe măsura intrării în soluție a noi porții de CO_2 în schimbul celor cheltuite la dizolvare.

Rolul componentei C_a scade pe măsura creșterii conținutului de CO_2 în apă, însă la un conținut de $CO_2 < 2{,}5$ mg/l și $p_{CO_2} \approx 0{,}0013$ acest rol devine sesizabil ($> 10\%$ din C).

Componentele C_b și C_c sînt variabile și asocierea lor este intim legată de p_{CO_2}.

La valori mici ale p_{CO_2} componenta C_b este foarte mică.

Agresivitatea apelor asupra rocilor carbonatice este condiționată și de prezența altor componenți minerali și organici.

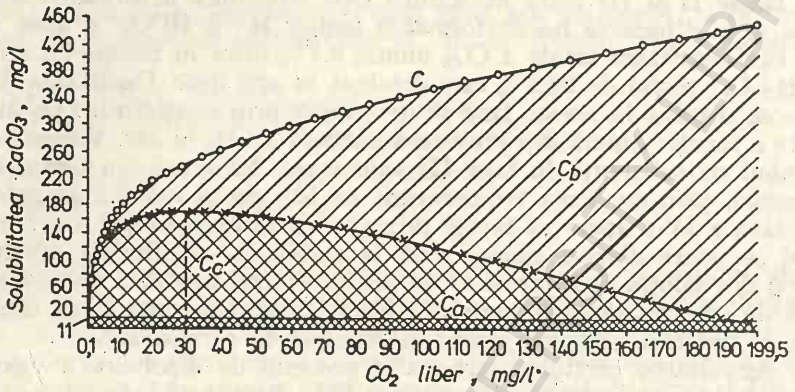


Fig. 4.23. Diagrama solubilității $CaCO_3$ în apa care conține CO_2 și componentele acestuia, la temperatura de 17°C (Sokolov, 1962).

Numeroasele experiențe de laborator au arătat că la o anumită limită de mineralizație soluțiile apoase ale diferitelor săruri măresc solubilitatea carbonaților, după care solubilitatea începe să scadă. Datele obținute de Strahov și Zarubațkaia (1951) demonstrează convingător această situație (tabelul 4.5).

Tabelul 4.5.

Solubilitatea $CaSO_3$ (în mg-ecv/l) în soluțiile diferitelor săruri în condiții de echilibru cu CO_2 din atmosferă (după Strahov și Zarubațkaia din Lomtadze, 1977)

Temperatura C°	Concentrația soluției în %					
	1	2	3	4	5	6
			NaCl			
16—18	2,62	2,94	2,94*	2,56	2,36	1,85
16—18	2,99	3,40	3,59*	2,88	2,26	1,43
29—40	2,43	2,79	2,84*	2,49	2,17	1,70
29—30	2,37	2,81	2,87*	2,20	1,74	1,39
			$MgCl_2$			
29—30	3,09	4,28	5,83	8,58*	8,58	7.89
			Na_2SO_4			
28—30	3,19	4,81	5,68*	6,96*	6,78	—
			$MgSo_4$			
16—18	3,48	4,41	4,76*	3,57	3,48	—

* Valorile maxime ale solubilității.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.2.3. Factorii geologici și geomorfologici care influențează dezvoltarea carstului.

Grosimea și litologia. La studiul carstului, o importanță deosebită are determinarea grosimii rocilor carbonatice. În funcție de grosimea rocilor poate fi separat carstul mic și carstul de adîncime. Dezvoltarea rocilor carbonatice de o grosime sau alta este strîns legată de condițiile depunerii materialului carbonatic. Rocile carbonatice de platformă prezintă caractere deosebite de cele de sinclinal: în platforme aceste roci ocupă suprafețe foarte mari, ating grosimi considerabile și sînt slab influențate de mișcările tectonice; în zonele geosinclinale rocile carbonatice, dimpotrivă, ocupă zone mult mai restrînse, și alterează, de regulă cu roci terigene și intens deranjate de mișcările tectonice.

În cazul carstului mic, acolo unde grosimea calcarelor este neînsemnată, formele carstice se dezvoltă numai în anumite sectoare, pînă la talpa rocilor solubile. Aceste suprafețe au și primit denumirea de „baza de coroziune" sau „baza carstificării".

La studiul carstului mic, una din problemele importante ale cercetărilor geologo inginerești este studiul caracterului stratului de roci nesolubile de la contactul cu rociile carstificabile. Dacă stratul de roci insolubile este impermeabil, de regulă argile, în rocile carstificabile se formează un orizont de ape carstice și de fisurație. În aceste cazuri cele mai intens carstificate zone se dezvoltă, de obicei, de-a lungul contactului cu suprafața stratului impermeabil.

Un alt factor important al dezvoltării carstului este litologia și modul de zăcămînt ale rocilor carstificabile. După cum se știe, toate depozitele sedimentare, deci și rocile carbonatice, sînt de cele mai multe ori stratificate. Prezența stratificației indică eterogenitatea rocilor, atît pe orizontală cît și pe verticală. Eterogenitatea se reflectă prin variația compoziției litologice, particularitățile structurale și variația proprietăților fizico-mecanice ale rocilor din diferitele strate (Zaițev, 1940). Neomogenitatea compoziției litologice și a structurii rocilor conduce la o dezvoltare intensă a carstului în stratele alcătuite din roci cu solubilitate mai mare.

O mare importanță are și prezența unor benzi sau lentile de roci insoubile între rocile carstificabile. Adeseori, zonele cele mai intens carstifcate sînt localizate la contactul cu aceste benzi sau lentile de roci insolubile. Suprafețele de contact dintre diferitele strate sînt de regulă, mai fisurate și ca urmare rocile sînt și cele mai carstificate.

În regiunile cu răspîndire mai mare a rocilor solubile stratificate, condițiile dezvoltării carstului depind, în mare măsură, de poziția stratificației. La o poziție orizontală a stratelor de roci carbonatice, îndeosebi în zonele lipsite de mișcări tectonice, condițiile dezvoltării carstului sînt îngreuiate. Formele carstice se dezvoltă, de regulă, pe suprafețele de stratificație, ca rezultat al circulației orizontale a apelor pe fisurile de stratificație și de separație primară.

În cazul cînd stratele de roci au o poziție înclinată, dimpotrivă, condițiile dezvoltării carstului sînt mult mai bune, așa cum arată și N. N. Nikolaev (1946). Datorită poziției înclinate a stratelor de rocă carbonatică există posi-

bilitatea aflorării la suprafață a stratelor de rocă cu o compoziție variabilă și printre acestea și a stratelor cu roci intens carstificabile. Ca urmare, cele mai intens carstificate zone aparțin acestor strate de roci. În același timp, circulația apelor subterane se poate dezvolta pe direcții diferite: pe înclinarea stratelor, pe direcția lor, sau pe sistemele de fisuri existente. Ca rezultat al interacțiunii apelor subterane cu rocile mai ușor carstificabile, formele carstice capătă, de cele mai multe ori, un caracter asimetric. Această particularitate se reflectă asupra morfologiei formelor carstice de suprafață și de adîncime.

Climatul și formațiunile acoperitoare. Procesele carstice sînt răspîndite în oricare condiții climatice. Deși carstul este un proces geologic azonal, din acest punct de vedere, climatul zonei respective joacă totuși un rol important în procesul dezvoltării sale. Condițiile climatice determină particularitățile specifice ale acestui proces. În zonele cu climă mediteraniană precipitațiile atmosferice cad, de obicei, sub formă de ploi abundente și ca urmare produsele de alterare sînt spălate repede și transportate către adîncime prin sistemele de fisuri ale rocilor carstificabile. Ca rezultat suprafața rocilor solubile este tot timpul liberă, sub acțiunea directă a agenților atmosferici și a proceselor de alterare. Datorită acestor condiții climatice, formațiunile carstice capătă forme morfologice de suprafață caracteristice: lapiezuri, doline etc. În acest caz avem de a face cu carstul descoperit de tip mediteranean (Popov, 1951).

În regiunile cu condiții climatice temperate, precipitațiile atmosferice cad mult mai uniform pe suprafața rocilor solubile și produsele alterării se acumulează în continuu. Ca rezultat, suprafața rocilor solubile este acoperită cu produsele de alterație, ceea ce reduce mult viteza de dezvoltare a carstului. În acest caz avem de a face cu tipul de carst acoperit, bine dezvoltat și în țara noastră. În aceleași regiuni se dezvoltă și carstul îngropat. Caracteristica acestui carst este formarea lui în roci solubile incluse între roci sedimentare insolubile.

O mare importanță pentru dezvoltarea carstului are și învelișul de zăpadă. În zonele în care zăpada cade în cantități reduse, îndeosebi acolo unde se depune pe solul înghețat, primăvara condițiile de infiltrație ale apelor în masivul de calcare sînt nefavorabile. Dimpotrivă, în zonele în care zăpada cade în mare cantitate și acoperă suprafața rocilor încă neînghețată, cantitatea de apă infiltrată primăvara în urma topirii zăpezilor crește foarte mult. Urmare acestor deosebiri ale condițiilor climatice procesul carstic se dezvoltă cu viteză diferită chiar în cadrul acelorași regiuni.

Repartizarea inegală a umidității pe perioadele anului creează condiții inegale de infiltrație a apelor de la suprafață. Primăvara intensitatea de carstificare în zona aerației crește foarte mult, ca urmare a acțiunii corozive a apelor rezultate din topirea zăpezii, care au un grad de agresivitate sporit.

Din această cauză, cantitatea de săruri luate în soluție și transportate de către apele izvoarelor, este foarte variabilă. D. S. Sokolov (1951) arată că peste 50% din calcitul luat în soluție de către apele izvoarelor din Urali este transportat primăvara, cînd debitele izvoarelor cresc pe seama topirii zăpezilor.

Condițiile de infiltrare a apelor de la suprafață depind, în mare măsură, și de caracterul formațiunilor acoperitoare. În zonele în care grosimea acestora este mai mare și rocile sînt mai puțin permeabile, infiltrația apelor este slabă

şi ca urmare şi procesul carstic este mai redus. Dimpotrivă, în zonele în care grosimea formaţiunilor acoperitoare este mai mică iar acestea sînt permeabile, infiltrarea apelor de suprafaţă creşte, reflectîndu-se în creşterea vitezei de dezvoltare a procesului carstic.

Caracterul formaţiunilor acoperitoare joacă un rol în răspîndirea formelor carstice de suprafaţă, de exemplu în răspîndirea dolinelor. Ca rezultat a producerii fenomenelor de sufoziune — infiltraţie la contactul dintre rocile carbonatice cu formaţiunile acoperitoare, în acestea din urmă adesea apar fenomene de aşezare, tasare, a acoperişului formaţiunilor acoperitoare şi formarea la suprafaţă a dolinelor. Adeseori cei mai mari coeficienţi de infiltraţie se întîlnesc chiar la contactul dintre cele două strate de roci cu condiţii de permeabilitate diferite. Naşterea acestor fenomene este strîns legată de caracteristica reliefului şi de condiţiile tectonico structurale. În funcţie de aceste elemente, caracterul de protejare a formaţiunilor acoperitoare poate să fie slăbit sau să nu se manifeste de loc. A. F. Iakuşova (1948), arată că aceste fenomene aparţin, în general, unor structuri şi elemente morfologice bine determinate, cum ar fi zonele marginale mai ridicate ale sineclizelor, în care procesele carstice se dezvoltă cu viteză mare datorită circulaţiei orizontale a apelor subterane cu viteze mari în direcţia unor depresiuni vechi sau către văile adînci din zonă.

Geomorfologia. Factorii geomorfologici ai regiunii determină, în primul rînd, condiţiile circulaţiei apelor de suprafaţă şi subterane. În zonele cu dezvoltare a carstului condiţiile de pătrundere a apelor rezultate din precipitaţiile atmosferice depind de relief, condiţiile climatice şi caracterul formaţiunilor acoperitoare. Relieful şi, îndeosebi, microrelieful adeseori determină condiţiile de infiltraţie ale apelor de suprafaţă.

În zonele cu pante mari apele de suprafaţă curg foarte repede şi nu reuşesc să pătrundă în adîncime. Aici infiltraţia verticală a apelor de suprafaţă este redusă. În zonele cu pante mai dulci, dimpotrivă valoarea infiltraţiei creşte. Apele de la suprafaţă pătrund la adîncime pe diferitele căi de absorbţie, care adeseori sînt legate de canalele şi golurile carstice subterane. Aceste puncte de absorbţie sînt răspîndite, de regulă, în locurile cu cele mai mici cote absolute. Astfel de locuri sînt, de exemplu, reţelele de văiugi şi îmbăltiri.

Mişcările scoarţei. În cazul scufundării masivului carstic ca rezultat al mişcărilor negative ale scoarţei are loc ridicarea nivelului apelor carstice. Prin aceasta canalele şi golurile carstice care s au dezvoltat înainte în zona circulaţiei orizontale, coboară mai jos de nivelul orizontului acvifer carstic, la o adîncime care depinde de amplitudinea scufundării. Aici golurile carstice pot fi supuse colmatării cu materiale argiloase-grezoase aduse de apele carstice din zonele superioare (Sokolov, 1954). Viteza dezvoltării carstului este astfel încetinită în mod substanţial. Aceasta nu înseamnă însă, că procesul carstic se opreşte, aşa cum consideră unii cercetători: carstul continuă să se dezvolte şi în aceste condiţii, dar viteza dezvoltării este neînsemnată.

Mişcările de ridicare a scoarţei contribuie la dezvoltarea şi reactivarea carstului. Mişcările verticale ale scoarţei pot conduce la mutarea zonelor cu dezvoltarea cea mai intensă a carstului. De aici rezultă că în acelaşi timp în limitele masivului de calcare procesul carstic se poate dezvolta foarte neuniform. În unele sectoare carstul se dezvoltă cu viteze mari şi formele sale capătă dimensiuni mari, în timp ce în alte zone ale aceleiaşi regiuni dezvoltarea golurilor carstice are loc cu o viteză mult mai mică.

4.2.4. Tipuri de carst

În practica construcțiilor inginerești pot fi întîlnite toate tipurile de carst. Influența carstului asupra stabilității construcțiilor este foarte variată și depinde în mare măsură de solubilitatea rocilor, viteza de circulație a apelor, gradul de fisurație al masivului și gradul de agresivitate a apelor de suprafață și subterane, mai precis de tipurile de carst, a căror clasificare o dăm mai jos.

Tipuri litologice. După compoziția litologică a rocilor solubile, se deosebesc următoarele tipuri de carst:

— carst carbonatic, dezvoltat în calcare, dolomite, crete și în roci clastice cu ciment carbonatic;

— carst sulfatic, dezvoltat în gipsuri și anhidrite;

— carstul salifer dezvoltat în sare.

Cea mai mare dezvoltare o are carstul carbonatic dezvoltat în calcare și dolomite, pentru că aceste roci formează mase importante în natură. Solubilitatea acestor roci este însă mai redusă decît a celorlalte două categorii. De aceea se poate considera că în perioada exploatării construcțiilor carstificarea rocilor se produce așa de încet, încît formarea și dezvoltarea de noi goluri carstice, precum și lărgirea acelor existente nu pot periclita stabilitatea.

b. Carstul sulfatic se dezvoltă, de regulă, în asociere cu cel carbonatic, însă cu o viteză mult mai mare. Este un carst activ și se dezvoltă, de preferință, pe contactele cu rocile insolubile sau carbonatice și pe fisurile principale, în timp ce masa rocii își păstrează mult timp caracterul de monolit, nepermeabilă și practic necarstificată (Kuharev (1975). Proiectarea și construirea obiectivelor industriale în zone de carst sulfatic impune un studiu detaliat, cu raionarea teritoriului după volumul și importanța măsurilor tehnice de protecție care să asigure stabilitatea construcțiilor.

c. Carstul salifer se dezvoltă, și el de regulă, în asociere cu cel sulfatic sau carbonatic. Este un carst activ, avînd o viteză de dezvoltare foarte mare. În practica construcțiilor, perimetrele afectate de carst salifer, în general se exclud din zonele de amplasare a obiectivelor industriale.

Tipuri de zăcămînt. După condițiile de zăcămînt ale rocilor carstificate se deosebesc următoarele tipuri de carst:

— Carst descoperit sau la zi, de tip mediteran în care rocile carstificate afloreză la suprafață;

— Carst acoperit sau ascuns, în care rocile carstificate sînt acoperite cu un strat de roci insolubile, permeabile sau impermeabile;

— Carst îngropat sau fosil, în care rocile carstificate sînt acoperite cu mai multe strate de roci insolubile de grosime mare.

Tipuri hidrogeologice. După condițiile hidrogeologice ale regiunii, deosebim următoarele tipuri de carst:

— Carstul zonei de aerație, în care circulația apelor se face de regulă pe verticală;

— Carstul zonei de variație sezonieră, în care circulația apelor este variabilă, parțial verticală, parțial orizontală;

— Carstul zonei de saturație, în care apele carstice și de fisurație circulă către punctele de drenaj locale (rîu, lac, izvor etc.);

— Carstul zonei de adîncime, în care apele carstice și de fisurație circulă către punctele de drenaj regionale (fluviu, mare, ocean).

4.2.5. Clasificarea formelor carstice

În studiile geologo-inginerești, o deosebită importanță trebuie acordată formelor de manifestare a procesului carstic la suprafața și adîncimea masivelor carstificate.

După poziția pe care o ocupă se deosebesc două grupe mari de forme carstice: de suprafață și subterane.

Forme carstice de suprafață. Lapiezuri. Aceste forme carstice au, în general, o răspîndire limitată. Se dezvoltă pe fisuri cu diferite direcții, lărgite de acțiunea dizolvantă a apelor de precipitație rezultate din ploi și topirea zăpezilor. În zonele cu pante mai mari dizolvarea este asociată de acțiunea de eroziune a apelor.

Lapiezurile au forma unor brazde și șanțuri neregulate, despărțite de pereți, uneori foarte subțiri, tăiați în masa rocilor solubile. Suprafețele afectate de lapiezuri au o formă deosebită de relief, așa numitul relief sălbatic. Brazdele și șanțurile au lungimi diferite, (1—2 m și uneori ajung la 5—10 m), cu aspect de dîre neregulate, cînd mai largi cînd mai înguste. Uneori fețele lor sînt foarte ascuțite, încît accesul în astfel de zone se face foarte greu. Adîncimea lapiezurilor este, în general, de 0,2—0,5 m și nu depășește 1,5 m.

În zonele litorale lapiezurile se dezvoltă pe suprafețele rocilor solubile sub acțiunea apelor de precipitații asociată cu aceea a apelor marine. O deosebită dezvoltare a lapiezurilor se întîlnește în insulele actuale de corali.

Doline. Sînt cele mai răspîndite dintre toate formele morfologice ale carstului. Studiul geologic ingineresc al carstului din regiunea Anina Banat ne-a permis stabilirea cîtorva legități principale în răspîndirea și geneza dolinelor carstice.

În cea mai mare parte dolinele sînt răspîndite pe suprafața masivelor calcaroase cu relief minor, podișuri, care au suprafețe orizontale sau puțin înclinate. Ele sînt așezate, de regulă, în forma unui lanț de a lungul văiugilor și a altor forme de eroziune. Repartizarea dolinelor în zonă arată că în dezvoltarea procesului carstic compoziția mineralogică a rocilor a avut un rol important. Cele mai intens carstificate sînt calcarele barremian — bedouliene care, după compoziția chimică, sînt și cele mai pure: 94,08 — 94,97 % calcit, 4,92 — 3,86% dolomit și 0,64 — 0,34% rezidiuu insolubil.

După geneză, dolinele carstice pot fi clasificate în trei tipuri principale: de coroziune, de sufozie și de prăbușire.

Dolinele carstice de coroziune iau naștere prin acțiunea de dizolvare a apelor atmosferice rezultate din ploi și în special din topirea zăpezilor asupra rocilor carstificabile. Au forme foarte variate în funcție de caracteristicile de zăcămînt și gradul de fisurație a rocilor solubile. De obicei sînt așezate în porțiunile joase ale masivului; pot fi întîlnite însă și pe suprafețe înclinate.

Dolinele carstice de sufozie sînt caracteristice zonelor de podișuri unde rocile solubile sînt acoperite cu depozite cuaternare. În regiunea Anina (Banat) astfel de doline sînt larg dezvoltate pe suprafața podișurilor Brădet și Țarc, unde calcarele litografice ale Cretacicului inferior sînt acoperite cu depozitele aluvio-deluviale cuaternare (fig. 4.24). Aceste doline se formează ca rezultat al spălării mecanice a materialului afînat

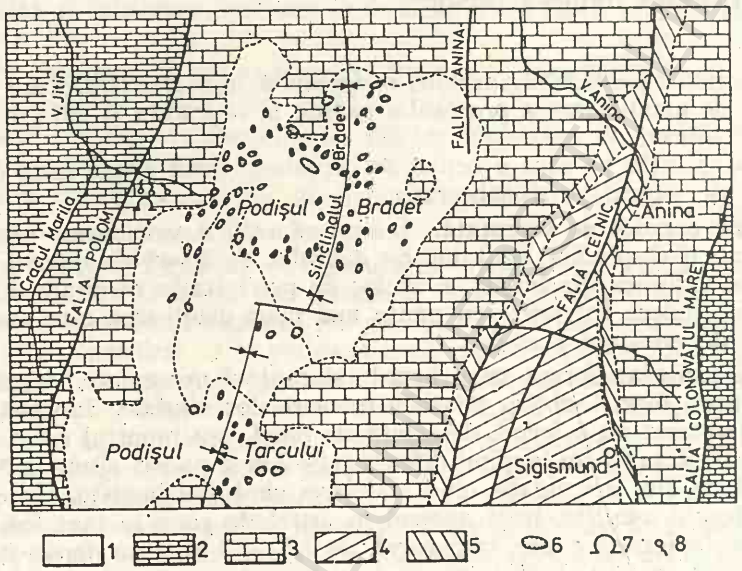


Fig. 4.24. Schița geologică-tehnică a podișurilor Brădet și Țarc (regiunea Anina-Banat):

1 — argile cu elemente de calcar (depozite cuaternare); *2* — cal- care cretacice; *3* — calcare jurasice; *4* — argile, gresii și congomerate liasice; *5* — marne doggeriene; *6* — dolină carstică de sufozie; *7* — peșteră *8*; — izv orcarstic.

care acoperă rocile carbonatice și transportul lui de către apele de precipitație în fisurile și fracturile tectonice ale masivului calcaros. Fisurile și fracturile tectonice sînt lărgite de procesul carstic, încît uneori pot da naștere la adevărate canale și tunele carstice prin care circulă apele subterane (fig. 4.25).

În majoritatea cazurilor, fundul acestor doline are forma conică și se termină cu ponoare. Nașterea ponoarelor provoacă tasarea lentă a materialului cuaternar și contribuie la adîncirea și lărgirea continuă a dolinei. Prin astfel de doline apele de suprafață pătrund în adîncimea masivului carstificat, fiind denumite, din aceste motive, „doline active". Uneori ponorul fundul dolinei se colmatează cu material argilos, încît apele de precipitație sînt reținute sub forma de bălți, împiedicînd dezvoltarea în continuare a dolinei. Acestea sînt „doline pasive".

Dolinele de sufozie sînt dispuse, de regulă, în formă de lanț de-a lungul fisurilor și fracturilor tectonice. Din punct de vedere morfologic, au formă circulară, neregulată, sau ovală. Diametrul dolinelor de formă circulară variază între 10 și 40 m și uneori 60—80 m, iar adîncimea între 3—10 m și uneori 20—25 m.

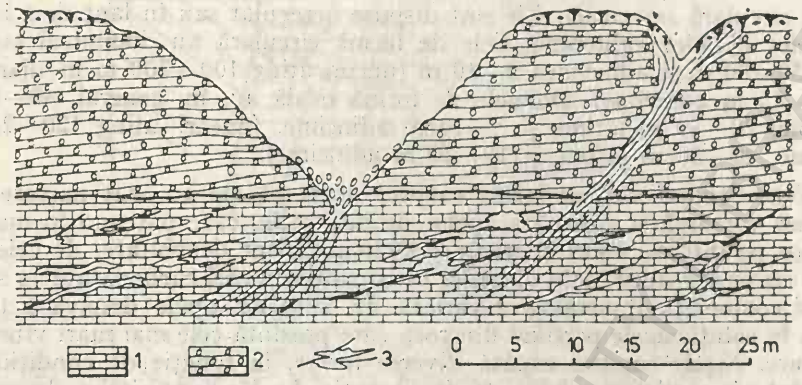


Fig. 4.25. Profil schematic printr-o dolină carstică de sufozie:
1 — calcare; *2* — argile cu elemente de calcar; *3* — fisuri și goluri carstice.

Dolinele de formă ovală și neregulată sînt formate prin asocierea a două sau mai multe doline și au dimensiuni de 30/20—50/30 m și adîncimea 3—10 m, uneori putînd atinge chiar 120—160 m lungime, 50—60 m lățime și 15—20 m adîncime.

În majoritatea cazurilor, dolinele de sufozie sau tasare au pereții în pantă abruptă și acoperiți cu vegetație.

Separarea zonelor cu răspîndire a dolinelor carstice de sufozie are o importanță mare în cartarea geologică inginerească și poate furniza date prețioase pentru proiectarea diferitelor construcții în regiune.

Dolinele carstice de prăbușire iau naștere prin prăbușirea acoperișului calcaros în golurile carstice subterane. Prăbușirea calcarelor din acoperiș este facilitată de acțiunea corozivă a apelor de infiltrație, care lărgesc fisurile din masa calcarelor. Caracteristic pentru aceste doline este panta abruptă a pereților stîncoși și îngrămădirea blocurilor de calcare la fund (fig. 4.26). Din punct de vedere morfologic, aceste doline pot avea

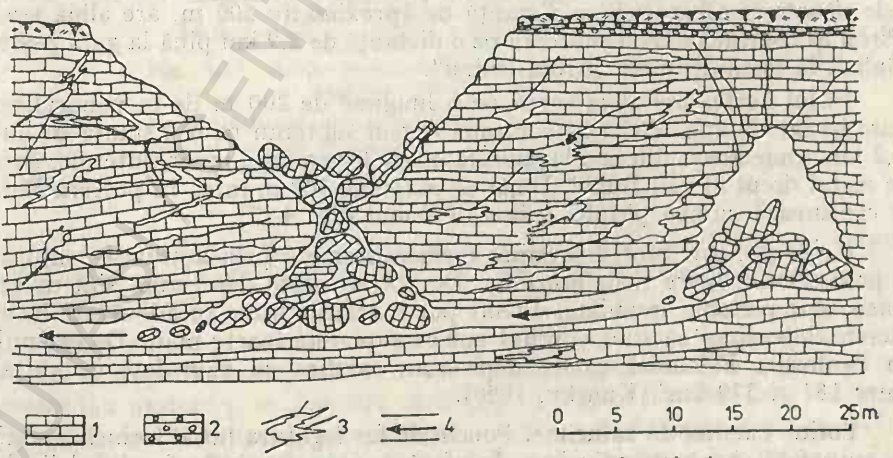


Fig. 4.26. Profil schematic printr-o dolină carstică de prăbușire:
1 — calcare; *2* — argile cu elemente de calcar; *3* — fisuri și goluri carstice; *4* — curs subteran de apă.

forma circulară sau ovală. Ele sînt dispuse neregulat sau în lanț de-a lungul canalelor carstice subterane. Cele de formă circulară au diametrul cuprins între 30—80 m și adîncimea 5—10 m (uneori ating 100—200 m în diametru și 15—25 m adîncime). Dolinele de formă ovală au, în general, 40—80 m lungime, 20—40 m lățime și 5—10 m adîncime. (uneori ating 120—250 m lungime, 40—80 m lățime și 10—20 m adîncime).

Nișe. Studiul acestor forme carstice arată că ele au luat naștere prin acțiunea corozivă și erozivă a apelor de infiltrație, care pătrund în masivul calcaros pe diferite fisuri și fracturi tectonice. Sînt dezvoltate, de cele mai multe ori pe versanții înalți ai văilor constituiți din roci carbonatate cu structură și compoziție mineralogică variată. În calea lor apele dizolvă și transportă în soluție acele porțiuni din rocă care prezintă cele mai mari viteze de dizolvare. Nișele carstice capătă diverse forme, în funcție de condițiile de zăcămînt ale rocilor și gradul lor de fisurație. La lărgirea nișelor dezvoltate în roci carbonatice intens fisurate un rol deosebit poate să-l joace prăbușirea blocurilor de rocă slăbite de acțiunea dizolvantă a apelor de infiltrație. În România astfel de nișe carstice se întîlnesc în regiunea Anina-Banat (pe versanții văilor Anina și Jitin) formate în calcare jurasice. Nișele au dimensiuni de 3—5 m la bază și 5—10 m la partea superioară, înălțimea de 3—5 m, iar adîncimea în masivul calcaros 5—10 m.

Văi carstice. În regiunile carstice văile au un aspect specific. Albia lor este adînc tăiată în masivul de roci carstificate, formînd canioane și chei cu versanții abrupți și foarte înalți. În România, cele mai spectaculoase sînt Cheile Bicazului, Cheile Turzii, Cheile Nerei etc.

În zonele intens carstificate albiile rîurilor pierd însemnate cantități de apă și pe alocuri pot fi lipsite complet de apă. Apele rîului se pierd prin ponoare sau fisuri și fracturi tectonice, fiind drenate intens de apele carstice și de fisurație subterane. În perioada de topire a zăpezilor cînd debitul de ape este foarte mare, aceste văi pot să-și recapete circulația de suprafață. Astfel de văi sînt denumite „văi cu albii seci" sau semiseci.

În zona Anina, de exemplu, Pîrîul Buhui, după ce își pierde apa în ponoarele situate în albia sa pe o distanță de aproximativ 500 m, are albia seacă. Pîrîul își continuă cursul subteran pe o distanță de 2,9 km pînă la gura peșterii Buhui, la locul denumit „Grota Buhui".

Pîrîul Certeș are albia seacă pe o lungime de 200 m de la ponorul prin care își pierde apa. Pîrîul își continuă cursul subteran pe o distanță de circa 1,2 km, unde apare din nou la suprafață sub forma unui izvor puternic, situat în malul drept al văii Buhui. După ce parcurge 300 m intră în peștera Buhui și confluează cu apa pîrîului subteran Buhui (fig. 4.27).

Uvale și polii. Sînt depresiuni închise, formate prin acțiunea conjugată a proceselor carstice și de eroziune. De obicei aceste depresiuni sînt uscate; unele sînt periodic inundate, alteori pot fi transformate în adevărate lacuri. Aceste depresiuni carstice cuprind uneori suprafețe foarte mari. De exemplu, în Peninsula Balcanică există depresiuni carstice cu suprafețe ce variază între 181 și 379 km² (Kunsky, 1950).

Forme carstice de adîncime. Ponoarele fac legătura între formele carstice de suprafață și cele de adîncime. În afară de cele situate în fundul dolinelor, ponoarele mai sînt dezvoltate în albia rîurilor și a văiugilor. Sînt canale subte-

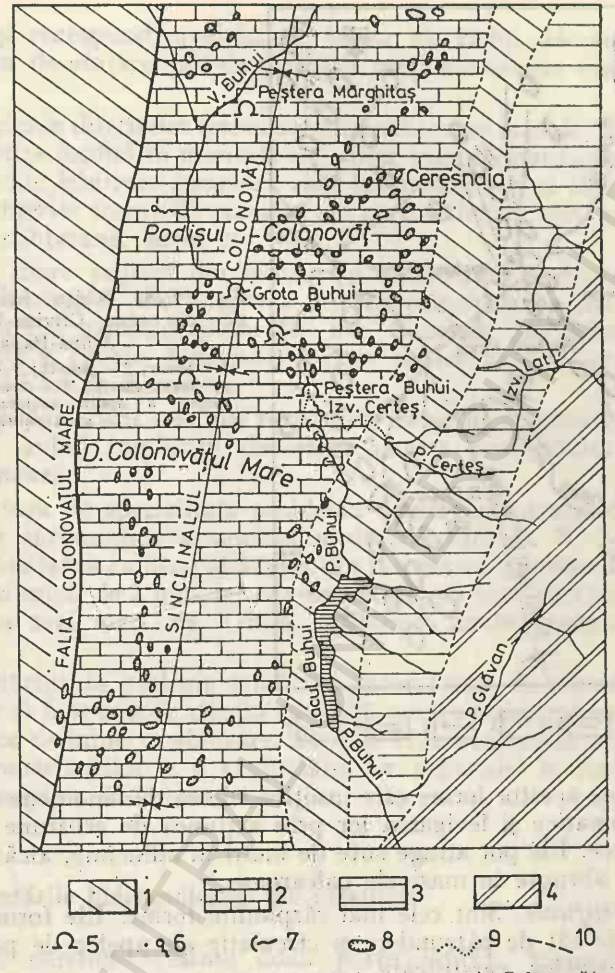


Fig. 4.27. Schița geologică-tehnică a zonei Colonovăț (regiunea Anina — Banat):

1 — calcare jurasice; *2* — calcare cretacice intens carstificate; *3* — argile, gresii și conglomerate liasice; *4* — șisturi cristaline; *5* — peșteră; *6* — izvor carstic; *7* — ponor; *8* — dolină carstică de prăbușire; *9* — albie seacă; *10* — traseu de rîu subteran.

rane de diferite forme și dimensiuni prin care apele de precipitație sau apele unor rîuri și pîraie pătrund în adîncimea masivelor calcaroase, circulînd către orizonturile acvifere.

Avene, puțuri și canale carstice. Sînt larg dezvoltate îndeosebi în zone de carst descoperit, în care rocile carbonatice au o grosime mare. Aceste forme carstice iau naștere și se dezvoltă ca urmare a lărgirii fisurilor prin dizolvare și levigare de către apele care pătrund cu viteză în adîncimea masivelor de roci carstificabile. Un rol deosebit îl joacă apele rezultate din topirea zăpezilor.

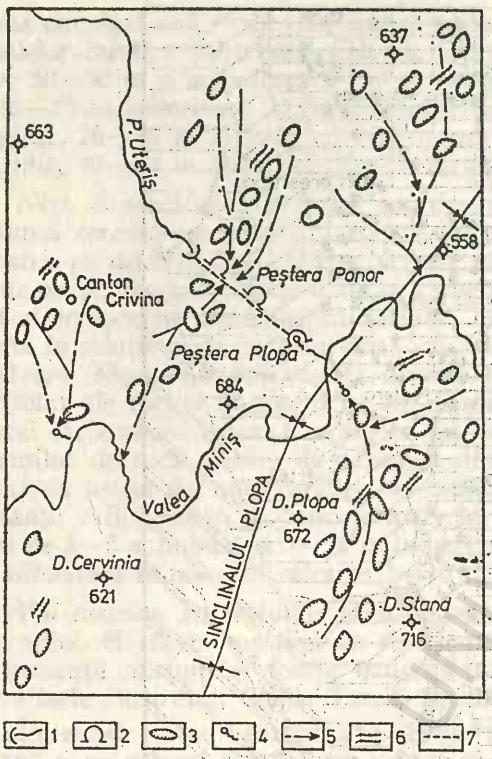


Fig. 4.28. Schița fenomenelor carstice din zona Crivina-Plopa (regiunea Anina-Banat):

1 — ponor; *2* — peșteră; *3* — dolină carstică; *4* — izvor carstic; *5* — direcție probabilă de curgere a apelor subterane; *6* — lapiez; *7* — pîriu subteran.

Dezvoltarea acestor forme este însoțită adesea de fenomene de prăbușire a rocilor carbonatice și levigarea lor prin acțiunea de eroziune și transport a apelor carstice. Ele pot atinge sute de metri în adîncime, alcătuind adevărate prăpăstii abrupte în masivele calcaroase.

Fisuri carstificate. Sînt cele mai răspîndite forme. Ele formează o adevărată rețea de căi de pătrundere și circulație ale apelor de precipitații în adîncimea masivelor carstificate.

Peșteri, canale și alte goluri carstice. Fac trecerea treptată de la fisurile carstificate către aceste forme de manifestare a carstului de adîncime. Sînt foarte diferite, atît ca formă cît și ca dimensiune, încît nu este posibilă o clasificare morfologică a lor. Formarea peșterilor și a canalelor carstice are loc ca urmare a procesului de dizolvare a rocilor carbonatice, care se concentrează de preferință pe direcția unei fisuri principale carstificate. Această direcție alcătuiește, de obicei, drenul principal pentru apele carstice și de fisurație care circulă cu diferite viteze prin masivul carstic. La viteze mari de circulație a apelor, procesul de dizolvare a rocilor este însoțit de fenomene de eroziune subterană care joacă un rol important în dezvoltarea peșterilor sau a altor goluri carstice. La lărgirea golurilor o contribuție împortantă o are și prăbușirea rocilor carbonatice în golurile carstice formate, care conduce la formarea grotelor și a încăperilor cu dimensiuni foarte mari (fig. 4.28).

Direcțiile principale de formare a peșterilor în rocile carbonatice sînt liniile fisurilor tectonice. Peșterile se situează, de regulă, la nivelul bazei

de eroziune și corespund nivelului de terase ale rîului. De aceea peșterile, prin modul lor de etajare, pot da indicații prețioase asupra evoluției bazelor de eroziune.

Prin asocierea diferitelor forme carstice subterane (canale, galerii, peșteri, goluri de diferite forme) în masivele de calcar intens carstificate iau naștere, adesea adevărate labirinte complexe care însumează zeci și chiar sute de km lungime, cu diferite forme de manifestare caracteristice: săli, grote, cascade, cupole, rîuri subterane, lacuri etc.

Cea mai mare peșteră din lume este considerată peștera Mamont din SUA, statul Kentuky. Are lungimea intrării principale de circa 15 km, iar lungimea totală a galeriilor peste 250 km. Cuprinde 225 galerii, 47 cupole înalte, 23 grote și canale, 8 cascade, 3 rîuri subterane și 2 lacuri. Ocupă o suprafață de 16 km în diametru.

Caverne și pori. Sînt cele mai răspîndite forme de manifestare a carstului de adîncime, avînd implicații deosebite asupra permeabilității rocilor în care se formează.

În literatura de specialitate problema delimitării cavernozității și porozității rocilor carbonatice a suscitat multe discuții. D. S. Sokolov (1962) consideră porozitatea ca fiind alcătuită din însumarea golurilor a căror dimensiune este mai mică de 2 mm, iar cavernozitatea ca fiind alcătuită de golurile cu dimensiuni mai mari de 2 mm, stabilind limita superioară pînă la 40—50 cm.

În cercetările de geologie tehnică acestor forme de manifestare a carstului trebuie să li se acorde atenția cuvenită pentru stabilirea valorilor optime a parametrilor de impermeabilizare. Ele pot avea o influență negativă asupra stabilității construcțiilor și a exploatării lor raționale, în mod deosebit în cazul construcțiilor hidroenergetice.

4.2.6. Manifestările hidrogeologice ale carstului

Regiunile carstice prezintă două particularități: permeabilitatea ridicată a rocilor carstificate și pătrunderea rapidă a apelor de la suprafață în adîncimea masivului calcaros.

Aceste particularități ale carstului se influențează reciproc, dar modul lor de manifestare este condiționat de structura geologică, evoluția istorică a reliefului și de condițiile de climat a fiecărei regiuni.

Principalele manifestări hidrogeologice ale terenurilor afectate de carst sînt următoarele:

1. Acțiunea redusă a proceselor de eroziune la suprafață.

2. Lipsa rețelei hidrografice în zonele platourilor carstice sau reducerea ei evidentă în celelalte zone carstificate. În figura 4.29 se prezintă schița platoului carstic Brădet, unde suprafața este presărată cu numeroase doline, prin care apele de precipitație pătrund rapid în adîncimea masivului de calcare, fiind lipsită din această cauză de o rețea hidrografică. În figura 4.30 se poate constata contrastul evident dintre caracterul rețelei hidrografice în zona calcarelor carstificate și în zona depozitelor cristaline.

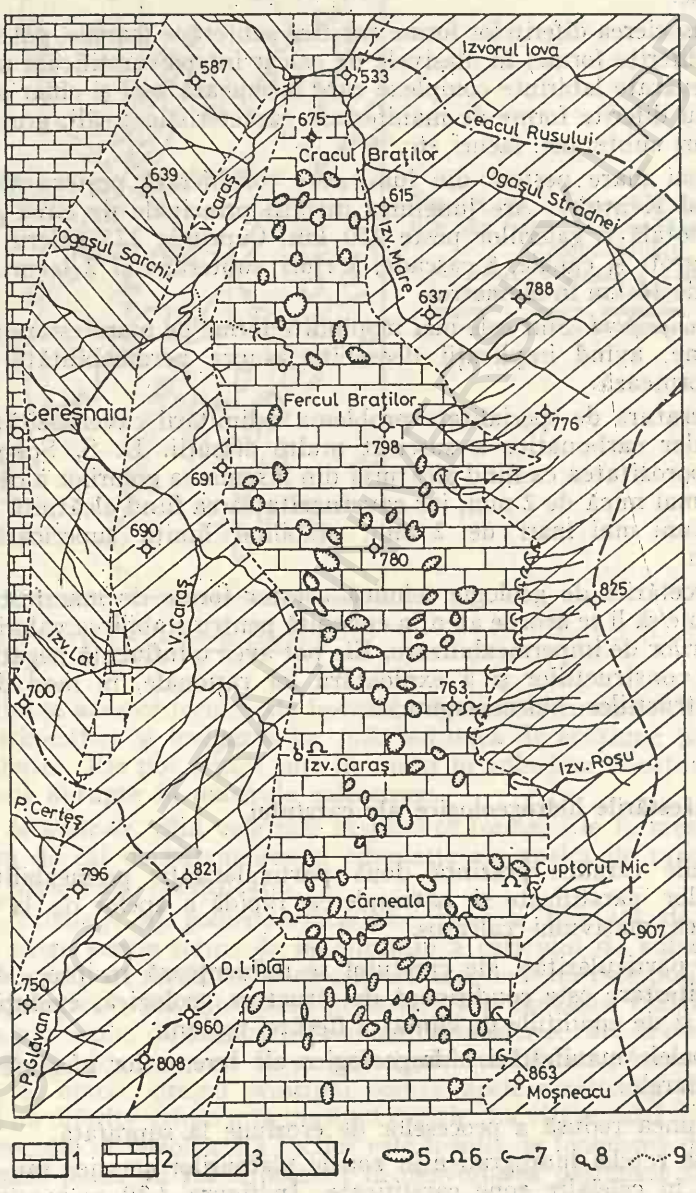


Fig. 4.30. Schiţa geologică-tehnică a zonei Cracul Braţilor — — Moşneacu (regiunea Anina-Banat):

1 — calcare cretacice intens carstificate; *2* — calcare jurasice; *3* — şisturi cristalne; *4* — gresii conglomerate şi marne jurasice; *5* — dolină carstică; *6* — peşteră; *7* — ponor; *8* — izvor carstic; *9* — albie seacă.

BCU IAŞI LIBRARY

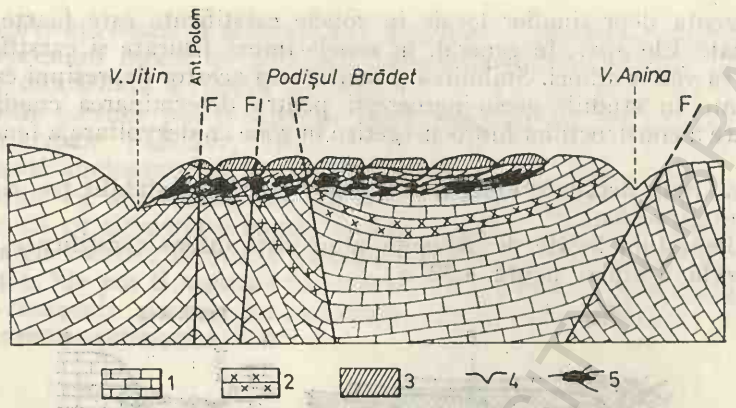


Fig. 4.29. Profil schematic prin podișul Brădet:

1 — calcare; *2* — marne; *3* — argile cu elemente de calcare; *4* — doline carstice de sufozie; *5* — goluri carstice

3. Existența rîurilor care își pierd apele parțial sau total așa cum se poate constata din schița prezentată în fig. 4.31.
4. Existența unor depresiuni locale în zonele intens carstificate.
5. Alimentarea suplimentară a rîurilor cu ape carstice.
6. Existența unor izvoare carstice cu debite foarte mari.
7. Existența lacurilor carstice.

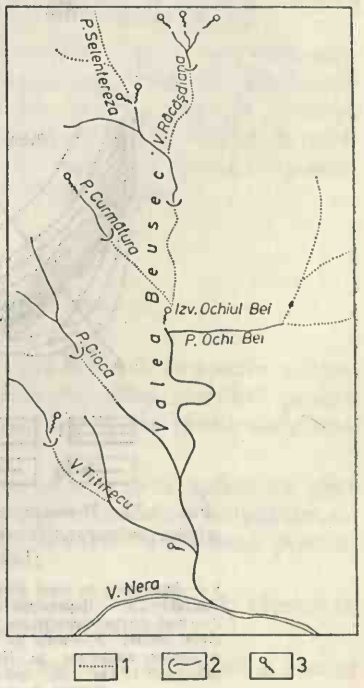


Fig. 4.31. Schița hidrogeologică a carstului din Valea Beusec:

1 — albie seacă; *2* — ponor; *3* — izvor carstic.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prezența depresiunilor locale în zonele carstificate este foarte greu de identificat. Ele apar, în general, în zonele intens fisurate și carstificate din apropierea văilor adînci. Stabilirea și conturarea acestor depresiuni este foarte importante în studiile geolo inginerești pentru determinarea condițiilor de amplasare a construcțiilor hidroenergetice în zone cu dezvoltare a fenomenelor carstice.

Prin studii detaliate Lîkoșin și Sokolov (1954) au stabilit trei tipuri specifice de depresiuni:

— depresiuni legate de prezența unui zone intens carstificate în malul albiei vechi a rîului figura 4.32 *a*;

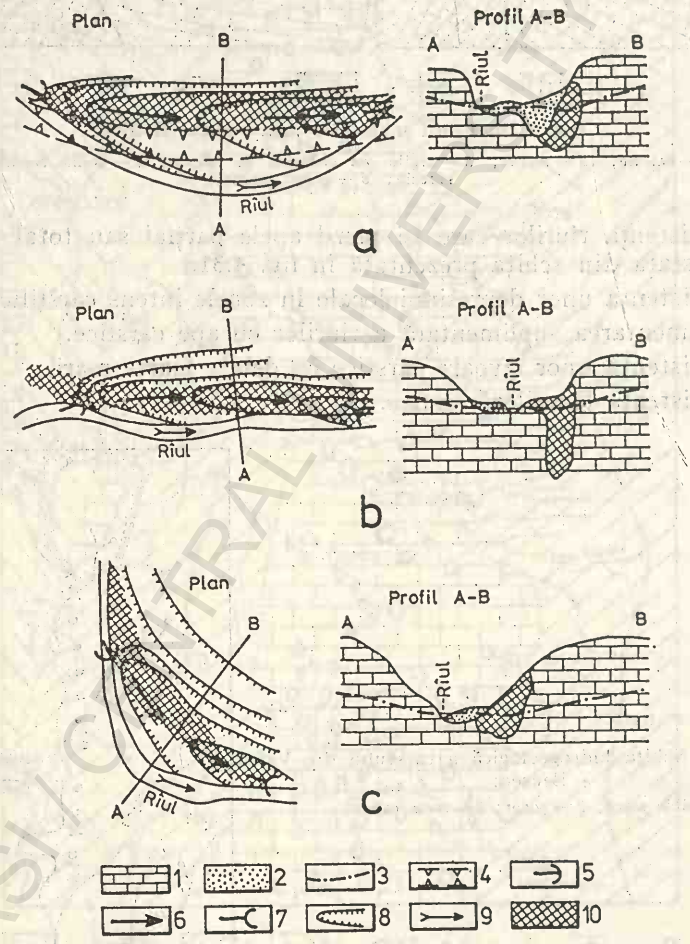


Fig. 4.32. Principalele tipuri de depresiuni locale ale nivelului apelor subterane în apropierea văilor mari din zonele carstificate (Lîkoșin și Sokolov, 1954):

a — depresiune în zona albiei vechi a rîului; *b* — depresiune în zona intens fisurată; *c* — depresiune în zona de curbură a rîului; *1* — roci solubile; *2* — roci cu permeabilitate redusă; *3* — nivelul apelor subterane; *4* — zona albiei vechi; *5* — zona de pierdere a apelor din rîu; *6* — direcția de curgere a apelor subterane în limitele depresiunii; *7* — locul descărcării apelor subterane în rîu *8* — hidroizohipse în zona depresiunii; *9* — direcția de curgere a rîului; *10* — roci intens carstificate.

— depresiuni legate de prezența unei zone intens tectonizate, figura 4.32 *b*;
— depresiuni legate de prezența zonelor intens carstificate situate în porțiunile de curbură a rîurilor fig. 4,32 *c*;

Lacurile carstice pot fi separate după condițiile de alimentare, în trei grupe principale (Sokolov, 1962):

— lacuri alimentate cu ape de la suprafața masivelor carstice;
— lacuri cu alimentare din ape carstice subterane;
— lacuri cu alimentare mixtă, de la suprafață și din subteran.

Izvoarele carstice formează punctele de descărcare a apelor carstice și de fisurație. Ele pot fi separate în: izvoare cu activitatea permanentă și cu debite permanente; izvoare cu activitate intermitentă și debite variabile; izvoare carstice submarine.

4.2.7. Corelația dintre formele carstice de suprafață și cele de adîncime

Studiul geologo-tehnic al carstului din zona Anina-Banat a arătat o strînsă interdependență între formele carstice de la suprafață și cele din adîncime.

Un exemplu concludent îl constituie platoul Brădet, unde formarea dolinelor la suprafață a fost provocată de dezvoltarea canalelor și golurilor carstice subterane. Apele de precipitație atmosferică pătrund rapid în adîncimea masivului de calcare, prin intermediul dolinelor carstice active, fiind apoi drenate și descărcate prin izvoarele carstice situate la baza platoului, dintre care cel mai important este izvorul Jitin, cu debit mare de apă.

În bazinul hidrografic al văii Buhui se poate observa ușor existența unei corelații evidente între diferitele forme de manifestare a carstului. Ponoarele carstice așezate în albiile pîrîurilor Buhui și Certeș, prin care apele pătrund în adîncimea masivului de calcare, au provocat dezvoltarea văilor cu albii seci și a pîrîurilor subterane. Acestea, la rîndul lor, au dus la formarea peșterilor, canalelor, avenelor și a dolinelor carstice de prăbușire.

4.2.8. Metode de identificare a golurilor carstice

În literatura de specialitate nu există o metodă unitară de studiu a fenomenelor carstice. Studiul carstului se face după o metodică stabilită pentru fiecare zonă carstică în funcție de condițiile naturale și de problemele specifice care se impun a fi rezolvate.

Identificarea golurilor carstice este posibilă numai prin aplicarea unor metode care să permită stabilirea condițiilor geologo-tehnice ale amplasamentului și a zonelor adiacente pentru fiecare obiectiv. În cele ce urmează prezentăm pe cele mai importante.

Prospecțiuni geologice tehnice. Prin lucrările de prospecțiuni, efectuate la diferite scări, trebuie să se elucideze următoarele probleme:

— geologia zonei, tectonica, stratigrafia și compoziția litologică a rocilor carstificate;

— gradul de răspîndire a formelor carstice de suprafață și gruparea acestora pe anumite elemente ale reliefului;

— studiul geomorfologic a formelor carstice, ridicarea topografică a acestora, stabilirea vîrstei și a vitezei lor de formare, clasificarea lor după dimensiuni și geneză;

— studiul proprietăților fizico-mecanice ale materialelor de colmatare a golurilor carstice;

— stabilirea tipurilor principale de fisuri și fracturi tectonice și a gradului de intensitate a fisurației în masiv;

— delimitarea tipurilor litologice de roci carstificabile și proprietățile lor fizico-mecanice;

— stabilirea gradului de carstificare pentru fiecare tip litologic de rocă solubilă;

— modul în care acționează fenomenele carstice la suprafață și corelația lor cu formele carstice de adîncime, atît în geneza cît și în modul lor de răspîndire;

— zonarea suprafețelor cercetate după gradul de carstificare;

— prognoza privind gradul de activitate actuală a procesului carstic și a dezvoltării lui în continuare.

Prospecțiuni hidrogeologice. În lucrările de teren trebuie să se efectueze următoarele studii și să se stabilească următoarele date:

— studiul rețelei hidrografice din zonă;

— variația debitelor de apă în timpul anului;

— prezența izvoarelor carstice și regimul hidrologic al acestora;

— prezența văilor seci și a punctelor de pătrundere a apelor de suprafață în masivul carstificat;

— depunerile de travertin sau oxizi de fier la gura izvoarelor;

— legăturile hidraulice ale apelor carstice și de fisurație;

— chimismul apelor carstice din zonă, determinat prin analize de laborator, și gradul lor de agresivitate asupra rocilor carstificabile.

Foraje mecanice. Aceste lucrări pot furniza date foarte prețioase cu privire la gradul de dezvoltare a carstului de adîncime. De obicei forajele sînt săpate cu carotaj continuu. În timpul execuției se urmăresc în mod special pierderile de noroi parțiale sau totale, căderile în gol ale garniturii de foraj, gradul de recuperare a carotelor de rocă și gradul de carstificare și fisurație a rocilor.

Cele mai bune rezultate se obțin în forajele cu diametru mare (900—1300 mm), care permit o documentare atentă și detaliată a pereților și a carotelor extrase. Aceste foraje creează posibilitatea întocmirii unei documentații detaliate cu privire la gradul de carstificare al rocilor, gradul de colmatare a golurilor carstice și caracteristicile materialelor de umplutură. În acest sens se aplică metoda fotografierii pereților găurii de foraj sau întocmirea schițelor de detaliu.

Datele obținute prin forajele mecanice permit stabilirea zonei active a carstului și delimitarea zonelor intens carstificate.

Metode geofizice. Cele mai bune rezultate s-au obținut cu metoda profilării electrice. Această metodă se bazează pe diferența rezistivității electrice a rocilor, dată de relația

$$\rho_k = K \frac{\Delta V}{i}$$

în care ρ_k este rezistența specifică a mediului; K — coeficient al stației de măsurare; ΔV — diferența de potențial la bornele de măsurare MN; i — intensitatea curentului la bornele de curent AB.

Posibilitățile metodei sînt limitate. Se obțin date pozitive la identificarea dolinelor carstice acoperite de depozite cuaternare dacă raza dolinei este de cel puțin 1,5 ori mai mare decît adîncimea ei (Gazizov M. C., 1971 și Oghilvi N. A., 1957).

Golurile carstice de adîncime pot fi detectate după Oghilvi N. A. (1957 dacă se îndeplinește una din condițiile:

$$\frac{a}{h} > 7, \quad \rho_2 = 2\rho_1$$

$$\frac{a}{h} > 0{,}5, \quad \rho_2 > > \rho_1 \text{ (de 100 ori mai mare)}$$

$$\frac{a}{h} = 0{,}1 - 0{,}8, \quad \rho_2 < \rho_1$$

unde: a este dimensiunea golului în secțiune transversală; h — adîncimea culcușului golului carstic; ρ_1 — rezistivitatea rocilor carstificabile; ρ_2 — rezistivitatea umpluturii golului carstic.

În cadrul prospecțiunilor electrometrice se mai folosesc cu rezultate bune și alte metode: sondaje electrice verticale (SEV), carotajul electric, potențialul electric natural (PN), polarizația indusă (PI) și cîmpul electric al filtrației. Metoda sondajelor electrice verticale se aplică în cazul studiului profilelor pe verticală, iar profilarea electrică la studiul acestora pe orizontală, pentru o adîncime dată. Carotajul electric se aplică în cazul studiului profilelor din forajele netubate, iar metoda potențialului electric și metoda cîmpului electric al infiltrației dau rezultate bune în cazul determinării direcției de curgere și a vitezei de circulație a apelor subterane. Metodele magnetometrice pot fi utilizate numai în regiuni cu dezvoltare a rocilor eruptive și metamorfice pentru stabilirea zonelor de contact și a fracturilor tectonice. Metodele gravimetrice se folosesc mai rar. Ele pot da rezultate bune în conturarea reliefului rocilor de fundament acoperite cu depozite cuaternare și în identificarea golurilor carstice de mare dimensiune. Dintre metodele seismice la studiul carstului se aplică numai microseismica de mică adîncime la determinarea grosimii depozitelor superficiale, la stabilirea condițiilor de zăcămînt ale rocilor de fundament și studiul condițiilor hidrogeologice. În cadrul acestor lucrări se aplică cu rezultate bune metodele acustice cu geodetector de ultrasunete capabil să identifice acumulări de apă la adîncimea de 10—15 m (Kuharev 1975).

În forajele geotehnice se aplică cu rezultate bune carotajul electric, carotajul γ, carotajul $\gamma - \gamma$ și cavernometria. Prin aceste măsurători pot fi puse în evidență existența zonelor de alterare și fisurație a calcarelor precum și unele fracturi tectonice. De asemenea pot fi identificate și conturate golurile carstice subterane și zonele cu permeabilitate mare.

Experiența utilizării metodelor geofizice pentru identificarea carstului arată necesitatea ca acestea să fie asociate cu alte metode: cartarea metalogenetică, geochimică și hidrochimică.

Garanția obținerii unor date concludente este studiul complex al zonelor carstice prin aplicarea concomitentă a metodelor: geologice tehnice, hidrogeologice și geofizice.

Prospecțiuni aerofotogrametrice. În ultima vreme metodele aerospațiale joacă un rol din ce în ce mai mare în studiile geologice tehnice ale zonelor carstificate. Aceste metode dau rezultate deosebit de prețioase în zonele deschise, neîmpădurite, la identificarea formelor carstice de suprafață: doline, lacuri carstice, ponoare, văi cu albii seci etc. Interpretarea datelor obținute prin metodele aerospațiale, în corelația directă cu rezultatele prospecțiunilor geologice tehnice, permite delimitarea zonelor intens carstificate, clasificarea formelor carstice de suprafață după geneză și dimensiuni, precum și aprecieri asupra gradului lor de dezvoltare. Aceste date sînt utilizate cu mare efect la studiile de raionare geologică tehnică și întocmirea hărților geologo-tehnice.

Lucrări miniere. Pentru identificarea carstului de adîncime cele mai bune rezultate se obțin prin documentarea detaliată a lucrărilor miniere, galerii transversale și direcționale, puțuri și foraje de control din punctele de lucru din subteran. Factorii principali după care se poate aprecia apropierea lucrărilor miniere de zonele carstificate sînt următorii:

— creșterea porozității și cavernozității rocilor;
— prezența fisurilor cimentate cu carbonați sau sulfați, cristale de calcit și sulfit;
— creșterea gradului de dolomitizare a calcarelor;
— apariția fenomenelor de instabilitate în pereții lucrărilor miniere;
— creșterea debitului de apă din pereți și frontul de lucru;
— prezența hidroxizilor de fier pe pereții lucrărilor;
— apariția golurilor carstice în fronturile de lucru.

Lucrările miniere dau posibilitatea obținerii unor rezultate mai concludente în privința dezvoltării procesului de carstificare pe adîncime, prin aplicarea mai largă a unor metode, cum ar fi: fotografierea întregului sistem de fisuri și fracturi cu atenție deosebită asupra modului lor de colmatare și a naturii materialului de umplutură, analiză hidrochimică a apelor subterane, cartarea radioactivă, cartarea carbonatică și metoda ultrasunetelor.

4.2.9. Analize și determinări de laborator

Analizele și determinările efectuate în laborator trebuie să furnizeze datele de bază necesare calculelor de stabilitate a construcțiilor proiectate și alegerii celor mai bune amplasamente. În acest scop probele de rocă prelevate în teren sînt supuse diverselor analize și încercări pentru stabilirea proprietăților fizico-mecanice. Problemele principale care trebuie să fie elucidate sînt: compoziția chimică și mineralogică, proprietățile fizico-mecanice, gradul de solubilitate, influența proprietăților fizice asupra solubilității, acțiunea corosivă a apelor subterane asupra rocilor, viteza de dizolvare a rocilor în stare naturală și viteza dezvoltării procesului carstic.

Compoziția mineralogică a rocilor carbonatice. Se stabilește în baza analizelor chimice și a studiilor microscopice pe secțiuni subțiri. Conținutul în calcit și dolomit se calculează în felul următor: după cantitatea de CaO și MgO rezultată din analizele chimice se recalculează conținutul în Ca și Mg, se determină apoi cantitatea de Ca care se asociază cu Mg în rocă sub forma

Tabelul 4.6.

Proprietăţile fizico-mecanice ale rocilor carbonatate

Denumirea rocii	Greutatea specifică		Porozitatea	Compactitatea	Carbonaţi	Rezistenţa la rupere:			Unghi de frecare int.	Coeziunea	Modulul de elasticitate	Scurtarea specifică	Coeziunea în masiv
	absolută	aparentă				Compresiune	Tracţiune	Forfecare					
	γ_s	γ_{ap}	n	c		R_c	R_t	τ	φ	C	E_{el}	ε_r	C_M
	gf/cm³		%	%	%	kgf/cm²			grade	kgf/cm²	kgf/cm²	%	tf/m²
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Calcare dolomitice din zona Ghelari	2,89	2,85	1,50	98,5	80,79	344—728 780—1593 1756—2333	44—78 80—120 121—174	140—160 213—313 441	41 40	210 100	—	—	30—35
Dolomite cu intercalaţii de calcare dolomitice din zona Palazu Mare	2,85	2,70	15	75,6	96,92	226—1370	22—141	57—327	32	92	131000— 361000	0,14— 0,73	100,9
Calcare şi calcare dolomitice, Palazu Mare	2,68	2,52	6	94,2	95,65	126—888	13—88	43—170	30	52,50	61000— 229000	0,17— 0,73	57,6
Calcare marnoase din zona Anina-Banat	2,71	2,64	3,2	97,5	80,6	690—1318	86	170	33	125	275 000— 289 000	—	60
Calcare fine cu silicifieri din zona Anina-Banat	2,68	2,64	2	98,2	87,1	387—1503	30—127	67—229	30	200	75 000— 359 000	0,18— 0,50	76

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 4.6. (continuare)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Calcare cochilifere din zona Basarabi	2,25	2,12	18	83,4	96,2	255—475	—	—	42	1,10	—	—	—
Calcare detritice din zona Basarabi	2,30	2,15	14	86,3	95,4	240—365	—	—	42	1,50	—	—	—
Calcare compacte din zona Lespezi	2,69	2,66	2,4	98,4	91,5	692—1445	61— 91 78—114	104—181 192—237	36	190 215	275 000— 402 000	0,25	95
Calcare fisurate din zona Lespezi	2,72	2,67	1,4	96,2	91,5	540—850	34—95	99—167	35	160	206 000— 340 000	0,24	78,5

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$CaMg(CO_3)$ 2, în ipoteza că întreaga cantitate de Mg intră în compoziția dolomitului. Restul de Ca se găsește în compoziția rocii sub forma $CaCO_3$ — calcit. Denumirea rocii după compoziția chimică a se stabilește pe baza clasificării seriei calcar-dolomit după Teodorovici (tabelul 4.7) și a seriei calcar-argilă după Redlich (tabelul 4.8).

După impuritățile pe care le conțin, calcarele pot fi separate în numeroase categorii, printre care cele mai frecvent întîlnite sînt:

— calcare detritice, cu un conținut bogat în granule de cuarț provenite din aportul sedimentar de pe uscat depus în bazinul marin de formare a calcarelor;

— calcare feruginoase, cu un conținut bogat în oxizi de fier și argile roșii feruginoase. Aceste componente ale calcarelor au un rol deosebit asupra procesului de carstificare, prin acțiunea lor de frînare a dizolvării și de colmatare a golurilor carstice. De asemenea au o importanță deosebită la acțiunea de depunere în peșteri și izvoarele carstice prin coloratia variată pe care o dau acestor formațiuni;

— calcare silicioase, cu un conținut bogat în silice depuse în toată masa lor sau sub formă de concrețiuni;

— calcare bituminoase, cu conținut de bitumen;

— calcare glauconitice, fosfatice, asfaltice etc.

Proprietățile fizico-mecanice. În masiv rocile carbonatice sînt roci stîncoase, compacte, avînd proprietăți fizice și mecanice bune. În tabelul 4.6 sînt prezentate o serie de proprietăți fizico-mecanice determinate în laborator pe probe de rocă recoltate din diferite zone ale țării noastre.

Se observă că rocile carbonatice studiate au o porozitate redusă (1,4—18%), o compactitate mare (75—98,50%) și un conținut mare în carbonați (între 80,60% și 96,92%). După valoarea rezistențelor la rupere rocile carbonatice se încadrează în categoria rocilor tari și foarte tari, avînd rezistența la compresiune între 126—2333 kgf/cm², rezistența la tracțiune 13—174 kgf/cm² și rezistența la forfecare dublă 43—327 kgf/cm².

Tabelul 4.7.

Seria calcar-dolomit după Teodorovici

Denumirea rocii	$CaCO_3$, %	$(CaMg)Co_3$, %
Calcar	100—95	0—5
Calcar slab dolomitic	95—80	5— 20
Calcar puternic dolomitic	65—50	35— 50
Dolomit puternic calcaros	50—35	50— 65
Dolomit calcaros	35—20	65— 80
Dolomit slab calcaros	20— 5	80— 95
Dolomit	5— 0	95—100

Tabelul 4.8.

Seria calcar-argilă după Redlich

Denumirea rocii	$CaCO_3$, %
Calcar	90
Calcar marnos	90—75
Marnă	75—40
Marnă argiloasă	40—12
Argilă marnoasă	12— 2
Argilă	2

Gradul de solubilitate. Se determină prin încercări experimentale de dizolvare a probelor de rocă în condiții de intensificare a procesului. Pentru accelerarea procesului de dizolvare se utilizează probe de rocă sfărîmată, în granule cu diametrul între 0,5 și 1,5 mm și apă distilată cu un conținut ridicat de CO_2 (400—500 mg/l).

Pentru efectuarea lucrărilor experimentale se poate utiliza o instalație simplă, de tipul celei din fig. 4.33.

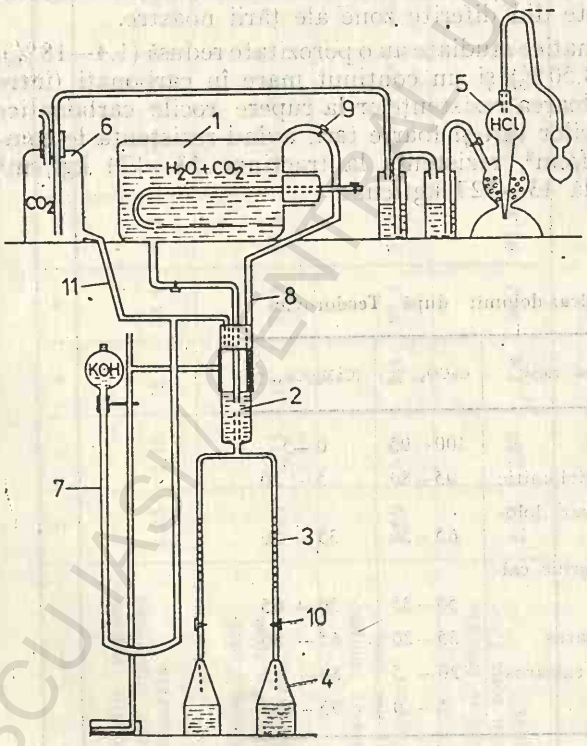


Fig. 4.33. Schița instalației pentru studiul solubilității rocilor carbonatice la laborator.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În rezervorul *1*, umplut în prealabil cu apă distilată, se creează un curent de CO_2 de la aparatul Kipp *5*. Pentru realizarea unei dizolvări mai accentuate a gazului CO_2, acesta este trecut printr-un tub de sticlă cu mai multe orificii, așezat în partea inferioară a rezervorului *1*. Din rezervorul *1*, apa acidulată pătrunde în cilindrul de distribuție *2*, în care se păstrează un nivel constant de apă cu ajutorul tubului de sticlă *8* și al robinetului *9*. Apa acidulată trece apoi prin tuburile de sticlă *3* și se filtrează prin granulele de rocă ale probelor studiate. La partea inferioară a acestora sînt fixate filtre. Apa filtrată se colectează în baloanele Erlenmeyer *4*. Cu ajutorul robinetelor *10* se menține o viteză constantă de curgere a apei.

Viteza de curgere a apei prin tuburile cu rocă se determină cu formula (Reznikov et al., 1954):

$$v = \frac{Q}{F}, \quad \text{unde} \quad F = \frac{\pi d^2}{4} \tag{4.60}$$

în care Q este debitul de apă, cm^3/min; F — suprafața tubului, cm^2; d — diametrul tubului în cm; v — viteza de curgere a apei, cm/min.

Cantitatea CO_2 liber în apă din rezervorul de sticlă *1* se determină prin titrare în prezența fenolftaleinei și a soluției N/10 de NaOH [7]. Într-un balon Erlenmayer se măsoară 100 ml apă. Se adaugă 0,5 ml soluție de sare Seignette 30 % și 0,5 ml soluție de fenolftaleină spirtoasă 0,1 % și se titrează cu soluție NaOH, N/10 pînă la apariția unei culori roz pal, care să nu dispară în decurs de 5 minute. Prin aceasta, 1 ml de NaOH N/10 corespunde cu 22 mg de CO_2 liber. Calculul CO_2 liber se face cu următoarea formulă (Reznikov et al. 1954):

$$X = \frac{V \cdot n \cdot 22 \text{ mg}}{V_1} 1000 \tag{4.61}$$

în care X este cantitatea CO_2 liber, mg/l; V — cantitatea de soluție NaOH consumată, mg; n — normalitatea soluției NaOH; V_1 — volumul de apă în flacon, în ml.

Pentru control se fac două sau trei determinări. În timpul experienței spațiul liber din cilindrul de distribuție *2* este plin cu CO_2, care vine din sticla *6* prin tubul *11*. Sticla *6* comunică pe de o parte cu aparatul Kipp, iar pe de altă parte cu atmosfera exterioară. Din cilindrul de distribuție, CO_2 trece în rezervorul *1* prin tubul de sticlă *8*. În felul acesta, pe măsură ce volumul de apă din rezervorul *1* scade, spațiul rămas liber se completează cu CO_2

Aplicarea acestei metode permite păstrarea unei concentrații relativ constante a CO_2 în apa utilizată. Puritatea gazului CO_2 din sticla *6* se determină cu ajutorul dispozitivului *7*. O pîlnie cu soluție 40% K OH lucrează după principiul sifonului cu un tub de sticlă gradat de capacitate 100 cm^3 prevăzut cu robinet. Cantitatea de CO_2 (în cm^3) absorbită de soluția KOH, repartizată la volumul total al tubului, dă puritatea gazului CO_2. Pentru stabilirea gradului de solubilitate a rocilor se iau probe din filtrant, de regulă odată pe zi, în care se determină suma sărurilor luate în soluție. Suma sărurilor din filtrat se determină după cantitatea ionilor HCO_3, aceasta pentru că ionii CO_3 lipsesc. Determinarea ionilor HCO_3 se face prin titrarea a 100 ml din filtrat cu o soluție N/10 de HCl în prezența metiloranjului.

Calculul ionilor HCO_3 se face cu următoarea formulă (Reznikov et al., 1954):

$$X = \frac{V \cdot n \cdot A}{V_1} 1000 \qquad (4.62)$$

în care X este cantitatea HCO_3, în mg/l; n — normalitatea soluției HCl; A — cantitatea HCO_3, corespunzătoare 1 ml HCl în funcție de titrul soluției, în mg; V = cantitatea de soluție consumată, în ml; V_1 = volumul probei filtrantului, în ml.

Se recomandă utilizarea unei probe de marmoră care să joace rolul de etalon al rezultatelor ce se obțin. Proba de marmoră trebuie să fie pusă în aceleași condiții cu probele de rocă studiate. Viteza de curgere a apei prin tuburile cu probele de rocă trebuie să fie menținută constantă.

După experiență, probele de rocă se usucă și se cîntăresc. Prin diferența dintre greutatea dinainte și după experiență se determină greutatea de rocă dizolvată. Temperatura filtrului variază în limitele temperaturii mediului ambiant.

Rezultatele obținute pe 29 probe de roci carbonatate supuse procesului de dizolvare sînt redate în tabelul 4.9.

Se constată că toate probele de dolomit se situează în partea superioară a tabelului 4.10, avînd viteza de dizolvare mai mică decît a marmorei, luată

Tabelul 4.9.

Cantitatea de rocă luată în soluție

Nr. probei	Conținutul mediu HCO_3 în filtrat mg/l	Greutatea probei înainte de experiență g	Greutatea probei după experiență g	Pierderi în greutate în timpul experienței g
34[1]	482	5,00	4,50	0,50
29[1]	436	5,00	4,34	0,66
33[1]	544	5,00	4,20	0,80
7	804	5,00	4,15	0,85
38	961	5,00	4,10	0,90
37	995	5,00	4,07	0,93
35	980	5,00	4,07	0,93
8	1009	5,00	4,04	0,96
2	997	5,00	4,03	0,97
21	939	5,00	4,03	0,97
32[1]	556	5,00	4,02	0,98
30	1049	5,00	4,00	1,00
16	995	5,00	3,97	1,03
36	990	5,00	3,96	1,04
14	1021	5,00	3,91	1,09
41	733	5,00	3,90	1,10
31[1]	719	5,00	3,69	1,31
11	712	5,00	3,53	1,47
28	690	5,00	3,50	1,50
24	709	5,00	3,49	1,51
9	816	5,00	3,45	1,55
1	790	5,00	3,41	1,59
5	841	5,00	3,38	1,62
39	820	5,00	3,35	1,65
22	736	5,00	3,34	1,66
13	846	5,00	3,29	1,71
10	817	5,00	3,29	1,71
15	883	5,00	3,26	1,74
4	831	5,00	3,04	1,96

1) dilomite.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

Tabelul 4.10

Datele sintetice ale probelor de rocă studiate

Nr. probei	Descrierea microscopică a rocilor	Porozitatea, %	Conținutul în minerale		Reziduu insolubil, %	Pierderea de greutate după exp. g	Viteza relativă de dizolvare
			$CaCO_3$	$CaMg.(CO_3)_2$			
1	2	3	4	5	6	7	8
34	Dolomit oolitic, cu ciment grezos, puternic pigmentat cu oxizi de fier, bogat în caverne	19,02	1,87	96,06	1,48	0,50	0,60
29	Dolomit microcristalin, echigranular, cu fisuri și caverne în proporție de 20—25%	11,25	11,26	86,43	0,94	0,66	0,70
31	Dolomit microgranular, puternic pigmentat cu oxizi de fier, poros. Conține 10—12% resturi de organisme	13,53	19,45	72,18	6,48	1,31	0,80
32	Dolomit oolitic; oolitele ating 1—2 mm. Roca este puternic cavernoasă	34,28	12,23	86,96	0,64	0,98	0,81
33	Dolomit microgranular, bogat în caverne	33,56	3,04	96,67	0,56	0,80	0,87
21	Calcar microgranular, dolomitizat cu pigmenți de fier, cavernos	15,27	23,59	69,53	5,92	0,97	0,90
24	Șist marnos, cu structură granulară, puternic pigmentat cu oxizi de fier.	25,36	20,32	36,24	26,04	1,51	0,92
41	Marmoră cristalină albă, compactă, aproape fără pori	1,17	93,48	5,45	0,40	1,14	1,00
28	Calcar organogen detritic, dolomitizat. Materialul detritic ocupă 35% din masa sa. Roca este puternic ctavernoasă.	14,20	86,74	10,84	0,76	1,50	1,02
5	Calcar pseudo-oolitic, recristalizat cu ciment format din cristale de calcit în proporție de 25—30%	11,74	82,02	14,40	2,02	1,62	1,12
22	Calcar organogen, ușor dolomitizat, cu ciment de calcit (25—30%	6,98	92,63	5,99	1,00	1,66	1,16
1	Calcar pseudo-oolitic, cu structură microgranulară și ciment cristalizat din calcit	11,62	96,38	2,65	0,96	1,59	1,17
30	Calcar orgnogeno-detritic, Materialul detritic ocupă 45—50%; puternic pigmentat cu oxizi de fier.	15,13	69,14	25,62	4,36	1,00	1,17
11	Calcar pseudo-oolitic, recristalizat, inechigranular, pigmentat cu oxizi de fier.	6,06	95,56	3,64	1,24	1,47	1,18
35	Calcar microgranular, recristalizat ușor pigmentat cu oxizi de fier, Conține resturi de organisme 20—25% și material grezos 5—8%	18,85	52,11	38,21	7,90	0,93	1,20
4	Calcar microgranular, bogat în fisuri și caverne, În fisuri roca este dolomimitizată	15,08	89,76	2,57	5,34	1,96	1,27
8	Calcar microgranular, recristalizat. cu fisuri și caverne	8,62	89,29	4,77	4,02	0,96	1,27
13	Calcar oolitic puternic recristalizat, cu ciment de calcită 25—30%	9,56	89,34	5,00	3,80	1,71	1,30
9	Calcar organogeno-detritic, recristalizat cavernos	23,22	89,59	2,12	6,86	1,55	1,32

Tabelul 4.10 (continuare)

1	2	3	4	5	6	7	8
37	Calcar organogeno-detritic, Materialul detritic ocupă 70—75%. Roca este dolomitizată și slab pigmentată cu oxizi de fier	8,52	52,91	33,21	11,28	0,93	1,35
39	Calcar organogeno-detritic, puternic pigmentat cu oxizi de fier. Conține 45—50% resturi de organisme	7,62	84,22	9,25	4,20	1,65	1,38
16	Calcar microgranular recristalizat. Roca este bogată în fisuri și caverne	14,39	93,06	2,04	3,96	1,03	1,39
36	Calcar microgranular, ușor pigmentat cu oxizi de fier, poros, puțin fisurat	9,39	73,98	22,97	1,66	1,04	1,46
38	Calcar microgranular, puternic recristalizat, Conține 30—35% resturi de organisme	9,46	58,40	39,73	1,20	0,90	1,46
10	Calcar microgranular slab dolomitizat și pigmentat cu oxizi de fier	7,78	94,88	0,98	2,42	1,71	1,47
7	Calcar grezos, recristalizat, inechigranular, pigmentat cu oxizi de fier	12,91	87,39	3,41	8,88	0,85	1,48
14	Calcar microgranular, slab dolomitizat și recristalizat. Conține 15—20% resturi organice Este slab pigmentat cu oxizi de fier	15,24	91,34	1,51	4,06	1,09	1,48
15	Calcar microgranular, recristalizat, cu vinișoare de calcită, puternic cavernos	30,11	96,18	3,03	1,24	1,74	1,52
2	Calcar grezos, slab dolomitizat inechigranular. Conține granule de cuarț pînă la 17%	6,89	86,19	2,50	9,46	0,97	1,65

ca unitate. Probele de calcar se dizolvă mai intens decît marmora, viteza relativă de dizolvare a lor fiind mai mare decît unitatea. Trebuie să subliniem faptul că solubilitatea rocilor carbonatice nu depinde direct de conținutul procentual al mineralelor din rocă. Un exemplu concludent îl constituie proba nr. 38 care conține 39,73% dolomit și s-a dizolvat mai intens decît proba nr. 1 care conține numai 2,65% dolomit. Aceasta arată că procesul dizolvării rocilor depinde în mare măsură nu numai de compoziția lor mineralogică ci și de proprietățile fizice ale acestora.

Datele sintetice ale procesului de dizolvare în corelație cu analizele chimice și studiul microscopic al rocilor sînt redate în tabelul 4.10.

Influența proprietăților fizice asupra solubilității. Pe baza rezultatelor obținute prin studiul complex al rocilor carbonatice se pot stabili următoarele:

— rocile carbonatice cu structură oolitică și pseudo-oolitică sînt cele mai greu solubile. Viteza relativă de dizolvare a dolomitelor variază între 0,6 și 0,8, iar a calcarelor, între 1,1—1,3;

— calcarele organogene au viteza de dizolvare între 1 și 1,35;

— calcarele microgranulare recristalizate au o viteză de dizolvare între 1,39 și 1,52;

— calcarele microgranulare cu conținut de meterial grezos sînt cele mai solubile;

Transformările ulterioare ale rocilor influențează dizolvarea prin faptul că recristalizarea, porozitatea și cavernozitatea microscopică acce-

lerează viteza de dizolvare, în timp ce prezența pigmenților formați din oxizi de fier și dolomitizarea frînează viteza de dizolvare a rocilor.

Acțiunea corozivă a apelor subterane asupra rocilor carbonatice. Se determină prin experiențe de laborator în care se utilizează apă cu o compoziție chimică apropiată de cea a apelor subterane din zonă.

Soluția se pregătește prin dizolvarea sărurilor corespunzătoare în apa distilată. Cantitatea acestor săruri se calculează după conținutul în mg — echivalent a ionilor din apa subterană. Se determină apoi prin titrare conținutul de HCO_3 și CO_2. În tabelul 4.11 prezentăm rezultatele obținute pe probe de rocă cu o soluție în care conținutul CO_2 a fost în medie 62 mg/l, iar HCO_3 183 mg/l.

Tabelul 4.11.

Acțiunea corozivă a apelor subterane asupra rocilor carbonatice

Nr. probei	Lungimea coloanei de rocă, în cm		Cantitatea, medie a HCO_3 în filtrat	Pierderea în greutate a probei	Viteza relativă de dizolvare a rocilor	
	Înainte de experiență	După experiență	mg/l	mg	Apă distilată + CO_2	Apă distilată + săruri
24	6,8	6,7	91	310	0,92	1,65
36	5,2	5,0	102	360	1,46	1,85
34	6,4	6,3	9	20	0,60	0,16
41	5,7	5,65	55	150	1,00	1,00
2	5,5	4,9	298	1040	1,65	1,39
12	5,6	5,1	247	930	—	1,15
13	6,2	5,6	257	980	1,30	1,20
14	5,7	5,0	214	790	1,00	1,00

Se constată că viteza relativă de dizolvare a rocilor în apa de soluție se deosebește net de aceea în experiențele în care s-a utilizat apa distilată cu CO_2. La unele probe aceasta crește mult (probele 24, 36) în timp ce la celelalte se micșorează. Aceasta se explică prin influența diferită a sărurilor asupra solubilității rocilor carbonatice.

Viteza de dizolvare a rocilor în stare naturală. Pentru determinarea vitezei de dizolvare a rocilor cu structură naturală se fac experiențe în laborator pe probe în formă de cilindru și prismă. Apa utilizată conține CO_2 liber, în aceeași cantitate în care aceasta se găsește în apele subterane din zonă. Pentru comparație se fac experiențe și cu apă care este saturată cu CO_2. În tabelul 4.12 sunt prezentate rezultatele obținute pe probe de rocă în formă

Tabelul 4.12.

Viteza relativă de dizolvare a probelor de rocă în formă de cilindru

Nr. probei	Porozitatea rocii %	Conținutul mediu HCO_3 infiltrat mg/zi	Viteza relativă de dizolvare a rocilor
27	25,00	48	0,58
30	15,13	108	1,30
31	13,53	65	0,78
41	1,17	83	1,00

de cilindru cu diametrul de 7 cm și lungimea de 10 cm, perforat în centru cu un diametru de 2 cm. Apa acidulată a conținut 46 mg/l CO_2 liber și o viteză constantă de 9,3 m/zi. Suprafața de contact a rocii cu apa, determinată prin calcul, este de ≈ 34 cm². Se observă conținutul redus de HCO_3 luat în soluție din aceste roci.

Încercările pe probele de rocă în formă de prismă se fac în următoarele condiții: din eșantioanele de rocă sînt tăiate prisme cu dimensiunile 1 × 1 × × 2 cm; fiecare prismă se introduce într-un tub de sticlă cu ∅ = 19 mm și se așază în centrul lui pe un alt tub de sticlă cu ∅ = 9 mm și înălțimea 20 mm, așa încît prisma să nu fie în contact cu peteții tubului mare. Prin diferența greutății înainte și după experiență se determină pierderea în greutate a rocilor ca rezultat al dizolvării lor. Prin calcul se determină pierderea în volum a probei față de cel inițial, care a fost de 2 cm³. Raportul dintre volumul pierdut de rocă și cel pierdut de marmoră ne dă viteza relativă de dizolvare a rocii. Rezultatele unor astfel de experiențe sunt prezentate în tabelul 4.13 (CO_2 = 475—530 mg/l).

Tabelul 4.13.

Viteza relativă de dizolvare a rocilor în formă de prismă

Nr. probei	Greutatea probei în stare uscată la temperatura 105°C		Suma totală a ionilor, HCO_3 în filtrat,	Pierderea în greutate a probei după experiență,	Pierderea în volum a probelor după experiență		Viteza relativă de dizolvare a rocilor
	înainte de experiență	după experiență	mg	mg	cm³	%	
34[1]	4,9872	4,8628	205,9	0,1244	0,0460	2,30	0,54
27[1]	4,3208	4,1294	243,0	0,1914	0,0693	3,46	0,61
33[1]	3,3106	3,2056	148,0	0,1050	0,0370	1,85	0,70
29[1]	5,4214	5,2394	234,5	0,1820	0,0640	3,20	0,93
31[1]	4,4482	4,1571	345,5	0,2911	0,1094	5,47	0,96
5	5,1568	4,9100	311,6	0,2468	0,0890	4,45	1,05
26	6,1080	5,8544	321,8	0,2536	0,0930	4,65	1,09
30	4,8260	4,4836	404,5	0,3424	0,1263	6,31	1,12
9	4,7214	4,4576	359,0	0,2638	0,0970	4,85	1,40
14	4,7530	4,5458	296,0	0,2072	0,0770	3,85	1,45
15	3,3796	3,0908	390,5	0,2888	0,1070	5,35	1,55
2	4,5388	4,4176	324,0	0,2212	0,0820	4,10	1,55

[1] dolomite.

Datele din tabelul 11 arată că viteza de dizolvare a rocilor dolomitice este relativ mică (0,54—0,96). Calcarele se dizolvă cu viteză mai mare (1,05—1,55). Deși apa acidulată întrebuințată a avut un conținut mare de CO_2 liber (375—530 mg/l), suma medie a sărurilor luate în soluție este de numai 100 mg/l pentru probele de calcare și 75 mg/l pentru probele de dolomit. Pierderea în volum a rocilor după experiență este de 1,85—5,47% pentru dolomite și 3,85—6,31% pentru calcare. Aceste rezultate arată că și în condiții naturale, cînd conținutul de CO_2 liber în apele subterane este de numai 15—40 mg/l și nu depășește 150 mg/l (după Priklonski, 1949), dizolvarea rocilor are loc cu o viteză foarte mică.

Viteza dezvoltării procesului carstic. Dezvoltarea carstului, ca rezultat al dizolvării rocilor solubile, după cum am arătat, se produce cu o viteză foarte mică și nu influențează stabilitatea construcțiilor. Mult mai periculoasă este acțiunea de antrenare a particulelor fine de rocă (sufoziunea mecanică). Ea provoacă spălarea materialului de umplere a golurilor carstice și contribuie la creșterea pierderilor de apă în cazul construcțiilor hidroenergetice

Acțiunea simultană a acestor procese se reflectă în reactivarea mult mai rapidă a golurilor carstice preexistente în zona studiată. Determinarea coeficientului de activitate al procesului carstic este forarte importantă, în special pentru zonele cu dezvoltare a carstului în rocile gipsifere. Kuhaerv (1975) indică trei metode de determinare a acestui coeficient:

1. Determinarea valorii curentului ionic cu formula

$$A = CQ \tag{4.63}$$

în care A este cantitatea sărurilor luate în soluție de apele subterane într-o secțiune determinată a profilului studiat, g; C — concentrația de $CaSO_4$ în apă, g/l; Q — debitul apelor subterane în secțiunea studiată, l.

Debitul apelor subterane se determină cu formula cunoscută:

$$Q = VF \tag{4.64}$$

în care Q este debitul apelor subterane, m^3/zi; V — viteza curentului subteran, determinat prin metoda corpurilor încărcate sau rezistivității, m/zi; F — suprafața secțiunii transversale a curentului de apă, m^2.

Pentru determinarea vitezei curentului de ape subterane cu metoda corpurilor încărcate se introduce în orizontul acvifer soluție de NaCl prin foraje și se urmărește salinitatea curentului la intervale de cîteva ore. Viteza curentului se determină după viteza de deplasare a izoliniilor anomale. În metoda rezistivității, viteza apelor subterane se determină după variația vitezei de desalinizare în sondă (după introducerea soluției de NaCl, cu formula:

$$V = \frac{1{,}81\ r}{t_2 - t_1} \log \frac{C_1 - C_0}{C_2 - C_1} \tag{4.65}$$

în care r este raza sondei, m; C_1, C_2 — concentrația soluției în sondă corespunzătoare timpilor t_1 și t_2; C_0 — mineralizația naturală a apei.

2. Determinarea cantității de sulfat de calciu luat în soluție de apele rîurilor care drenează zona carstică. Valoarea stocului geochimic se determină în perioadele cu ape scăzute, cînd rîurile sr găsesc în regim stabil de alimentare. Efectuarea unor astfel de măsurători periodice pe anumite profile dă posibilitatea întocmirii unei raionări a masivului carstificat, în funcție de intensitatea dezvoltării carstului.

3. Determinarea directă a intensității de coroziune a gipsului în sonde sau izvoare ale apelor subterane, prin introducerea unor lamele de gips în capsule perforate. Prin introducerea acestor probe la diferite adîncimi în sonde se poate aprecia variația intensității de dezvoltare a carstului cu adîncimea.

După o anumită perioadă de timp lamelele de gips se scot, se usucă și se cîntăresc. Prin diferența în greutate se determină cantitatea de rocă luată în soluție.

Activitatea procesului carstic poate fi apreciată cantitativ prin raportul, în %, dintre volumul de rocă luată în soluție de către apele subterane din masivul carstic într-o anumită perioadă de timp și volumul total al rocilor carstificate. După Rodionov (1949) coeficientul de activitate al procesului carstic se poate calcula cu formula

$$A = \frac{V_s}{V_t} 100 \qquad (4.66)$$

unde: V_s — volumul de rocă carbonată luată în soluție din masivul carstificat într-o perioadă de 1000 ani;

V_t — volumul total al rocilor carstificate.

Valoarea coeficientului de activitate al procesului carstic variază de la o zonă carstică la alta. Ea poate fi utilizată doar ca un etalon de comparație între diferite zone, dar nu este suficientă pentru stabilirea vitezei de dezvoltare a carstului în limitele unui masiv de roci carstificate.

4.2.10. Lucrări experimentale în teren

În vederea stabilirii celor mai eficiente măsuri de combatere a influenței dăunătoare a carstului asupra construcțiilor proiectate se fac lucrări experimentale în teren pentru elucidarea următoarelor probleme:

— determinarea gradienților hidraulici la care stabilitatea materialelor de umplutură din golurile carstice este periclitată prin apariția proceselor de sufozie mecanică;

— stabilirea permeabilității rocilor carstificate și separarea zonelor care necesită măsuri de protecție;

— stabilirea direcției și a vitezei de circulație a curenților de apă care pot conduce la pierderi importante de apă prin infiltrații;

— conturarea zonelor intens carstificate.

Studiul stabilității materialelor de umplutură din golurile carstice. Se execută cu cele mai bune rezultate în puțuri geotehnice, după următoarea metodică. Se sapă un puț cu o secțiune de 2×3 m, pînă la nivelul apei subterane. Se amenajează două camere cu secțiunea de 1×2, m, separate de un perete de calcare cu lățimea de 1 m (vezi schema din fig. 4.34). Fundul camerei superioare și cei trei pereți sînt cimentați, rămînînd deschis numai peretele din partea corpului de calcare pe care îl studiem.

În această cameră se introduce apă și se păstrează un nivel constant prin intermediul unui bazin situat în partea superioară. Camera inferioară joacă rolul de receptor al apei care se infiltrează prin corpul de calcar. Pentru captarea și măsurarea debitului de apă filtrantă se amenajează pe pereții camerei inferioare *4*, jgheaburi colectoare. Cantitatea și poziția acestor colectoare se stabilește în funcție de cantitatea de apă infiltrată și lungimea intervalului de rocă care se studiază.

În centrul corpului de calcar se forează o sondă cu dimetru de 100 mm, pînă la fundul camerei superioare. Sonda joacă rolul unui piezometru pentru stabilirea curbei depresionare a curentului de apă ce se infiltrează prin corpul

de calcare, la diferiți gradienți hidraulici. În timpul experimentării se fac observații sistematice cu privire la sufozia chimică și mecanică a rocilor din corpul de calcare, precum și a rocilor de umplutură din golurile carstice.

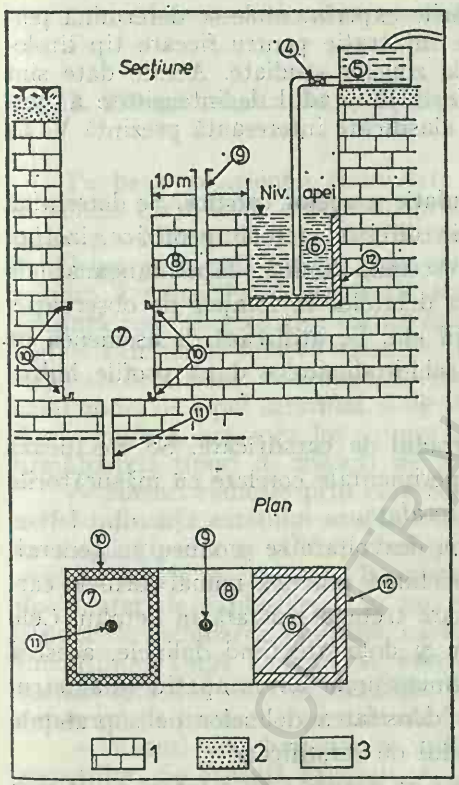


Fig. 4.34. Schița amenajării puțului geotehnic pentru studiul stabilității materialelor de colmatare din golurile carstice:
1 — calcare; *2* — nisip; *3* — nivelul apelor subterane; *4* — debitmetru; *5* — bazin cu apă; *6* — camera superioară; *7* — camera inferioară; *8* — monolit din calcare; *9* — sondă piezometrică; *10* — jgheaburi colectoare; *11* — sondă de absorbție; *12* — pereții și fundul camerei superioare cimentați.

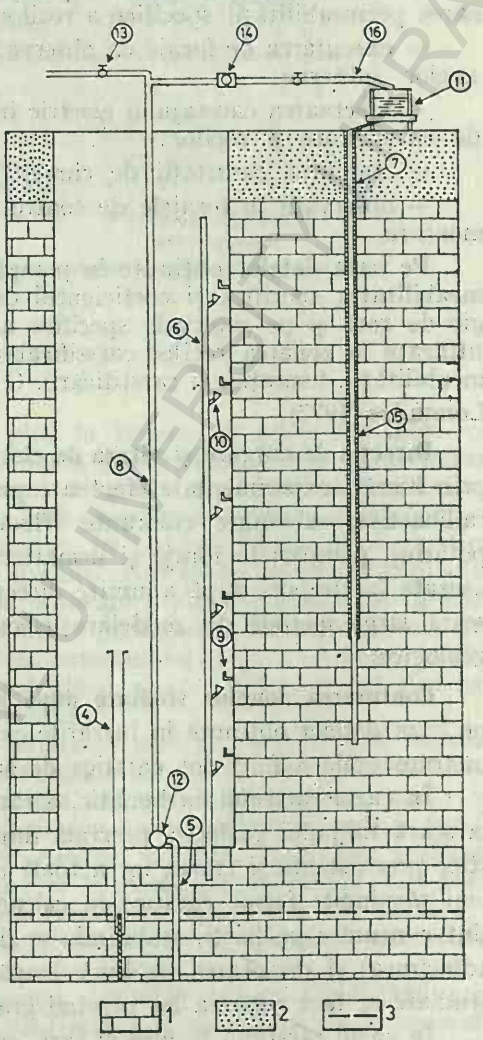


Fig. 4.35. Schița amenajării puțului geotehnic la metoda turnării apei prin foraje:
1 — calcare; *2* — nisipuri; *3* — nivelul apelor subterane; *4* — sondă piezometrică; *5* — sonda centrală; *6* — sondă de absorbție; *7* — foraj pentru turnarea apei; *8* — conductă pentru pomparea apei; *9* — jgheaburi colectoare; *10* — pîlnii pentru recoltarea apei; *11* — bazin de apă tarat; *12* — pompă centrifugă; *13* — ventil; *14* — debitmetru; *15* — pereții forajului cimentați; *16* — conductă pentru apă.

Astfel de experiențe pot fi executate după diferite scheme de turnare a apei în foraje, cu urmărirea rezultatelor în puțuri (vezi schema din fig. 4.35) la diferite intervale studiate. Metodologia de lucru rămîne în general aceeași.

Permeabilitatea rocilor carstificate. Se determină printr-o metodică complexă, constînd din:

— lucrări experimentale de pompare a apei în foraje pentru determinarea permeabilității specifice a rocilor în diferite zone;

— executarea de foraje de observații pentru stabilirea variației nivelului apelor subterne;

— efectuarea carotajului electric în foraje pentru determinarea gradului de carstificare a rocilor;

— stabilirea cantității de ciment introdusă în forajele de cimentare;

— observații în forajele de control privind eficacitatea lucrărilor de cimentare.

Pe baza datelor obținute în pompările experimentale se determină permeabilitatea specifică și coeficientul de infiltrație pentru fiecare tip litologic de rocă și pe intervale specifice ale zonelor studiate. Aceste date sînt utilizate la zonarea rocilor carstificabile după gradul de intensitate a permeabilității, fisurației și carstificării. O clasificare interesantă prezintă V. D. Lomtadze (1977).

Direcția de curgere și viteza de circulație a apelor carstice. Se determină prin lucrări experimentale efectuate prin diferite metode: geofizice, izotopi radioactivi, substanțe colorante (fluoresceină, fuxină, hipermanganat de potasiu), pompări în foraje și urmărirea debitelor în forajele de observație, așezate în cîmpuri după anumite direcții etc. Se utilizează de asemenea pe scară largă metode de modelare electrohidrodinamice după profile hidrogeologice.

Conturarea zonelor studiate după gradul de carstificare. Se efectuează pe baza datelor obținute în lucrările experimentale corelate cu măsurătorile instrumentale a formelor carstice de suprafață.

În cazul carstului carbonatic, a cărei dezvoltare se produce, în general, la scara timpului geologic, prezintă importanță practică numai formele carstice preexistente și starea lor actuală care trebuie studiată în detaliu. Cele mai răspîndite forme carstice în calcare și dolomite fiind dolinele, acestea sînt conturate pe hărți, stabilindu-se dimensiunile lor în spațiu (diametru, adîncimea) și densitatea pe km². După densitatea dolinelor pe suprafețele studiate se face zonarea lor privind gradul de carstificare.

În cazul carstului în gips și sare, care se dezvoltă cu o viteză mult mai mare, problemele privind stabilitatea terenului devin foarte complexe. Fenomene de prăbușire și tasare a golurilor carstice pot apărea sub fundațiile construcțiilor și în apropierea acestora. Prin măsurători instrumentale, se determină numărul mediu de prăbușiri pe an pe o suprafața de 1 km², coeficientul P și valoarea coeficientului T, care reprezintă intervalul de timp în care apare o prăbușire pe suprafața de 1 km². Pe baza acestor coeficienți Savarenski (1967) a întocmit o clasificare a terenurilor după gradul de stabilitate în zonele carstice (tabelul 4.14).

Tabelul 4.11.

Clasificarea terenurilor după gradul de stabilitate

Categoria terenului	Gradul de stabilitate	Valoarea coeficienților	
		P	*T*
I	Foarte instabil	>1,0	1
II	Instabil	0,1 — 1,0	1— 10
III	Insuficient de stabil	0,05—0,1	10— 20
IV	Stabilitate redusă	0,01—0,05	20—100
V	Stabilitate relativă	<0,01	>100
VI	Stabil	Formarea prăbușirilor este exclusă	

4.2.11. Măsuri tehnice de protecție

Pe baza experienței acumulate pînă în prezent se poate considera că în zonele carstificate e posibilă proiectarea și execuția construcțiilor industriale și edilitare de orice fel, indiferent de gradul de carstificare a rocilor. Problema principală care se pune este însă eficiența economică și eficacitatea tehnică a măsurilor de protecție stabilite. În general, fiecare zonă carstică prezintă condiții geologice inginerești specifice, care nu permit comparații analogice. Din aceste motive măsurile de protecție și caracteristicile lor de execuție se determină în funcție de condițiile geologo-tehnice concrete ale fiecărei zone, de tipul carstului și de tipul construcției respective. După modul de execuție și acțiunea lor asupra stabilității construcțiilor, se pot distinge următoarele tipuri de măsuri de protecție:

— Măsuri radicale prin care se lichidează golurile carstice și se elimină astfel influența carstului asupra construcțiilor. Se aplică, de regulă, în cazul carstului gipsifer și salifer, cînd grosimea rocilor carstificate este mică. Se execută foraje mecanice de la suprafață așezate în eșicher, în care se introduc materiale explozive și se produc explozii dirijate. Exploziile realizate conduc la lichidarea golurilor carstice și la compactarea rocilor din zona fundațiilor. După explozie se execută lucrări de nivelare și compactare a rocilor care vor servi ca fundație. Astfel de măsuri se aplică, în general, la construcțiile lineare: trasee de căi ferate sau șosele.

— Măsuri de eliminare a influenței carstului asupra stabilității construcțiilor. Se execută fundații pe piloni adînci incastrați în rocile necarstificate, sau estacade de trecere peste zonele cu roci intens carstificate. Astfel de măsuri se aplică la construcții liniare sau la cele industriale de mare complexitate.

— Măsuri de reducere a influenței carstului asupra stabilității construcțiilor. Sînt mai complexe și cu o arie mai mare de aplicare la toate tipurile de construcții.

În cazul construcțiilor edilitare, de transport și industriale pot fi aplicate următoarele măsuri:

— umplerea dolinelor și a altor neregularități ale reliefului, nivelarea și compactarea terenului de fundație;

— regularizarea rețelei hidrografice locale;

— construirea unor șanțuri de gardă pentru drenarea apelor de precipitație și canale pentru evacuarea apelor menajere și industriale atît în zonele carstificate, cît și în zonele limitrofe;

— captarea apelor subterane și drenarea rocilor acvifere;

— tamponarea fisurilor și golurilor carstice cu soluții de ciment, argilă, nisip, bitumen sau asfalt prin pomparea lor sub presiune în găuri de sondă;

— consolidarea rocilor carstificate prin ancore betonate, introducerea de fier-beton în foraje și puțuri.

În cazul construcțiilor hidroenergetice lucrările de impermeabilizare au o importanță deosebită pentru eliminarea pierderilor de apă prin infiltrații pe sub baraj sau umerii barajului.

La construcțiile miniere, carierele de mare adîncime se execută măsuri de consolidare a maselor de roci din taluzele finale de pe contur, pentru a le asigura stabilitatea pe toată durata exploatării.

Bibliografie

1. Bjerrum L. Johannessen I. (1961). *Pore pressures resulting from driving piles in soft clay.* Conf. on Pore Pressure and Suction. London.
2. Bleahu M. (1974). *Morfologia carstică.* Editura Științifică, București.
3. Bögli A. (1960). *Kalklosung und Karrenbildung.* Intern. Beitr. Z. Karstmorphol. Zeitschr. Geomorph. Suppl. Bd. 2.
4. Cambefort H. (1967). *Injection des sols.* Editicn Eyrolles, Paris v
5. Castany G. (1960). *Quelques aspects nouveaux de l'hydrologie du Bassin parisien.* C. R. Comité national franc. de Géodésie et Geoph. 39—59. Paris.
6. Castany G. (1964). *Cartographie des eaux souterraines.* Section T.N.O. des Recherches hyddrologiques — S'Gravenhage.
7. Castany G. (1972). Prospecțiunea și explcatarea apelcr subterane. Editura tehnică, București.
8. Gazizov, M. C. (1971). *Karst i evo vlianie na gornie rabcti* Izd. Nauka, Moskva.
9. Gheorghe A., Bombce P. (1963). Hidrogeologie minieră. Editura tehnică. București.
10. Gvozdetki N. A. (1954). *Karst.* Geografghiz. Moskova.
11. Jacob E. (1950). *Flow of ground water in Engineering hydraulics.* New Yerk.
12. Iakușova A. F. (1948). *Karst i ghidrotehniceskoe strcietelstvc.* Karstovedenie. Vip. 4, Molotov.
13. Kuharev N. M. (1975). *Injinerno-geologiceskie izîscania v oblastean razvitia karsta v țeliah strcitelstva.* Stroiizdat. Moskva.
14. Kunsky I. (1950). *Kras a jeskyne.* Praze.
15. Lazăr F. L. (1955). *Injinerno geologhiceskoe izucenie karsta pri gidroenergeticeskom strcitelstve (na primere Kahovskci i pavlovskci GES).* Disertație. NIS, MGRI, Moscova.
16. Lazăr F. L. (1962). *Cercetări experimentale asupra rocilor carbonatate în scopul proiectării-construcțiilor hidroenergetice.* D.S. Com. Geol. XLIV (1956—1957), București.
17. Lazăr F. L. (1963). *Cercetări geologice tehnice asupra carstului din regiunea Anina (Banat).* Studii teh. și econ. seria E. Hidrogeologie Nr. 6. Inst. Geol. București.
19. Liteanu E. (1953). *Hidrogeologie aplicată.* Editura tehnică.
19. Likoșin A. G. (1968). *Karst i ghidrotehniceskoe strcitelstvo.* Stroiizdat. Moscova.
20. Lomtadze V. D. (1977). *Injinernaia geologia. Injinernaia geodinamika.* Izd. Nedra, Leningrad.
21. Lugeon M. (1933) *Barages et géologie.* Dunod (Paris).
22. Makarenko F. A. (1947). *Gidrogeologiceskie zakonomernosti razvitia karsta.* Tezisî dokl. Molotovskoi Karst Konferenții.

23. Negulescu M. (1960). *Captarea apelor subterane*. Editura tehnică, București.
24. Nikolaev N. I. (1946). *Ob evoliuționom razvitii karstovîh form i znacenii structurno-tektoniceskovo factora*. Sov. geol. Nr. 10.
25. Onodera T. F. (1966). *Dinamiceskie isledovania gornîh parod v masive*, sh. Mècanica gornih parod. Izd. Nedra.
26. Oghilvi A. A. (1957). *Geoelectriceskie metodî izucenia karsta*. M.G.U.
27. Permeakov E. N. (1949). *Tektoniceskaia treșcinovatosti Ruskci Platformî* vip. 12 (16) Moscova.
28. Pietraru V. (1977). *Calculul infiltrațiilor*. Editura Ceres, București.
29. Popov I. V. (1951). *Inginernaia geologia*. Izd. I. Moskva.
30. Popov I. V. (1959). *Injinernaia geologia*. Izd. Mosc. Universitatea. Moskva.
31. Popov I. V. (1952) *O reghionalnîh zakonomernostiah vozniknovenia i razvitia karsta. Karst v carbonatnîh porodah*. Izd. Mosk. Universitatea.
32. Reznikov A. A., Mulikovskaia E. P. (1954). *Metodî analiza prirodnîh vod*. Gosgeoltehizdat. Moskva.
33. Rodionov N. V. (1948). *Nekotorîe zakonomernosti Karsta v carbonatnîh prodah*. Trudî lab. ghidro. problem. T. III.
34. Rodionov N. V. (1949). *Nekotorie danîe o skorosti razvitia karsta v carbonatnîh porodah*. Trudî lab. ghidrog. problem. T. IV.
35. Sabarly F. (1968). Injecțion et drainage de fondation de barages. Geotechnique.
36. Savarenski F. P. (1933) *Gidrogeologia*, ONTI. Gorgeonefteizdat.
37. Schneebeli G. *Hydraulique souterraine*. Eyrolles, Paris.
38. Skerpton A. W. (1961). *Effective stress in scils, concrete and rocks*. Conf. on Pore Pressure and Suction. London.
39. Sokolov D. S. (1947). *Karst i voprosî izucenia evo v svcazi s ghidrctehniceskih strcitelstvom*. Gidrot. stroit. Nr. 7.
40. Sokolov D. S. (1951). *Osnovnîe uslcvia razvitia karsta*. Bul. Priroda, nr. 5.
41. Sokolov D. S. (1954). *Nekotorîe discusionîe voprosî razvitia karsta*. Gidroenergoprcekt. Mosk. of inf. soobșenie po obmenn teh. opîtom iziskania. Nr. 2/45, sbornic Nr. 1.
42. Sokolov D. S. (1962). *Osncvnie ulslovia razvitia karsta*. Gosgeoltehizdat, Moskva.
43. Sternina E. B. (1949). *O rastvorimosti malcrastvorimîh sclei*. Izv. sektora fiz. — him. analiza AN. SSSR T. XIX.
44. Sternina E. B., Frolova E. V. (1952). *O rastvcrimosti kalțita v prisutstvii CO_2 i NaCl*. Izv. sektora fiz him. analiza T. XXI, An SSSR.
45. Strahov N. M. (1951). *Izvestkovo dolomitovîe fații sovremenîh i drevnih vcdoemcv*. Tr. instituta geolog. nauk An. SSSR, vip. 124.
46. Serbakov A. V. (1954). *Drevnii karst v dokembriskih porodah Ukrainskcva kristaliceskovo masiva*. Razv. i ohr. nedra. Nr. 2.
47. Tison G. (1960). *Fluctuations des nappes aquifères sous l'action de divers facteurs (pluie, rivières* etc). La Houille Blanche, VI journ. de l'Hydraulique. Grenoble.
48. Tutkovski P. A. (1911) *Karstovîe iavlenia i somobitnie arteziansk̂ie kliuci v vclinskci gubernii* Tr. Ob. -va issled, Volini. T. IV. Jitomir.
49. Văduva C. (1979). *Criterii de apreciere a pctențialului de lichefiere al terenurilcr de fundare în zone cu mișcări seismice*. Sesiunea tehnico-științifică ISPH. București.
50. Văduva C. (1979). *Prospecțiuni hidrcgeclcgice. Ncrme tehnice de execuție*. ISPH. București.
51. Văduva C., Durdun I. (1979). *Studiul hidrcgeclcgic asupra infiltrațiilcr din lacul Cicani-Jiu în carierele de lignit învecinate*. Sesiunea tehnico-științifică ISPH-București.
52. Zeițev Y. K. (1940). *Vaprosî izucenia karsta SSSR*. Tr. Spețgeo, vip. 2.

5. Reducerea permeabilității și îmbunătățirea caracteristicilor fizico-mecanice ale rocilor

M. Georgescu

Unele din principalele procese de transformare a rocilor sînt fisurarea, fragmentarea și alterarea. Atunci cînd fisurarea, procesele de dizolvare chimică sau porozitatea rocilor fragmentate depășesc anumite valori critice, sau cînd alterarea afectează profund starea de agregare cristalină, se produce o modificare a caracteristicilor fizico-mecanice și o creștere sensibilă a permeabilității rocile respective devenind improprii fundării construcțiilor inginerești (de ex. roci cu crăpături mari sau goluri în fundația construcțiilor hidrotehnice sau industriale).

Din aceste situații a apărut necesitatea stabilirii unor procedee prin care să se redea rocilor o parte din capacitatea lor de rezistență, ceea ce se denumește *consolidarea rocilor*, și totodată să se diminueze permeabilitatea, ceea ce se denumește *etanșarea rocilor*.

Un procedeu des folosit de consolidare și etanșare a roçilor constă, în general, din umplerea sub presiune a golurilor cu felurite materiale care, după întărire, măresc rezistența și împiedică circulația apei. O altă cale este aceea de a se înlocui integral părți din volumul rocilor necoezive cu materiale mai rezistente, de exemplu betonul, sau impermeabile, ca mortarele cu argilă sau betoanele argiloase turnate în tranșee (ecrane) sau piloți forați.

Aceste lucrări au o largă utilizare la baraje, diguri, lacuri de acumulare, galerii, tunele și metrouri, centrale hidroelectrice, docuri, poduri și în general la fundații ale căror roci de reazem se consideră că nu pot să suporte efortul suplimentar rezultat din construcții.

5.1. Studii pentru stabilirea condițiilor naturale de execuție și necesitatea lucrărilor de impermeabilizare-consolidare.

Diversele studii de specialitate de geologie inginerească vor stabili pentru specificul fiecărei construcții în parte necesitatea lucrărilor de etanșare-consolidare. Vom menționa mai jos acele aspecte ale studiilor fiecărui amplasament care sînt solicitate să precizeze condițiile naturale pentru execuția lucrărilor și care vor fundamenta elaborarea proiectelor.

1. Studiile geologice trebuie să permită cunoașterea alcătuirii geologice a amplasamentului și a zonei înconjurătoare susceptibilă de a influența perimetrul acestuia sau care ar putea fi influențate de construcție. Este necesar să se stabilească natura și grosimea depunerilor aluviale sau deluviale ce ar putea fi supuse injectării sau ecranării, caracterele litologice ale rocii-pat. În cazul construcțiilor hidrotehnice situate în roci strîncoase se vor identifica pachetele de roci intens fisurate și alterate, deci cu permeabilitate ridicată și cu calități fizico-mecanice mai slabe. Studiul petrografic, inclus în cel geologic, trebuie să permită aprecieri asupra tăriei rocilor, iar lucrările de

explorare să furnizeze informații asupra forabilității lor. De o importanță deosebită este identificarea rocilor cu goluri (inclusiv mărimea acestora), a rocilor cu porozitate mare și a celor slab consolidate (friabile). Astfel de roci sînt: calcarele și dolomitele calcaroase carstificate, marnele cu sare, gipsurile, zonele de zdrobire în rocile tari etc. Dintre rocile semi-strîncoase sau stîncoase care prezintă porozități și necesită condiții speciale de injectare sînt tufurile și aglomeratele vulcanice, lavele, rocile vacuolare.

2. Studiile hidrogeologice sînt indispensabile pentru cunoașterea condițiilor de realizare a lucrărilor de etanșare — consolidare. Ele trebuie să precizeze permeabilitatea stratelor, în special a celor ce urmează a fi tratate, ca și orizonturile impermeabile. În acest caz, probele de permeabilitate tip Lugeon în roci strîncoase și tip Maag-Lefranc în roci necoesive pot aduce informații edificatoare. Pe baza datelor obținute se întocmesc profile caracteristice hidrogeologice și de permeabilitate atît în roci stîncoase (fig. 5.1.) cît și în roci necoesive (fig. 5.2.). Aceste profile cuprind și date asupra nivelelor apei subterane. La rocile necoezive studiile hidrogeologice trebuie să precizeze direcția și viteza de curgere a apei în diversele strate. În rocile carstificate este necesară verificarea prezenței apei, determinarea vitezei și, dacă este posibil a direcției de curgere a apei. Toate aceste date permit să se stabilească adîncimea și lungimea perdelei de injecții sau a ecranului de etanșare, natura și caracteristicile fluidului de injectare care trebuie folosit, penetrabilitatea acestuia în funcție de permeabilitatea rocii, timpul de priză sau gelificare (dependent de viteza de curgere a apei), tehnicile de injectare în cazul apelor sub presiune etc. În cazul barajelor, studiul permeabilității contribuie la evaluarea pierderilor posibile de apă din viitorul lac și de aici a oportunității execuției voalului de injecții, la stabilirea dimensiunilor acestuia în albie și pe versanți etc.

Studiile hidrogeologice trebuie extinse și asupra mediului înconjurător, evaluînd influența lucrărilor de impermeabilizare-consolidare asupra acestuia. De exemplu, prin realizarea unui ecran de etanșare în lungul unui rîu (fig. 5.3.), sub un dig de protecție se poate produce o modificare a traseului liniilor de curent, o concentrare a acestora în apropierea ecranului și deci o ridicare a nivelului apei subterane.

Pentru lucrările de injecții se folosesc suspensii de ciment foarte bazice, soluții bazice de silicați, soluții acide de rășini sintetice. Aceste substanțe pot pătrunde și în stratele acvifere, contaminînd parțial apa. De aceea este necesar să se analizeze, în funcție de direcția de curgere a apei și de concentrația fluidelor folosite, pericolul contaminării unor captări de apă existente, ștranduri sau bazine piscicole situate în apropiere. De asemenea va trebui să se aibă în vedere și posibilitatea spălării, după punerea în exploatare, a unei părți din materialele injectate.

3. Pentru amplasamente de construcții în roci strîncoase sînt necesare studii microtectonice și tectonice pentru cunoașterea eventualelor accidente tectonice care pot afecta caracteristicile de permeabilitate și rezistență ale rocilor și care necesită tratamente de îmbunătățire. Studiul microtectonic va evidenția pe schițe și planuri frecvența, direcția dominantă și mărimea

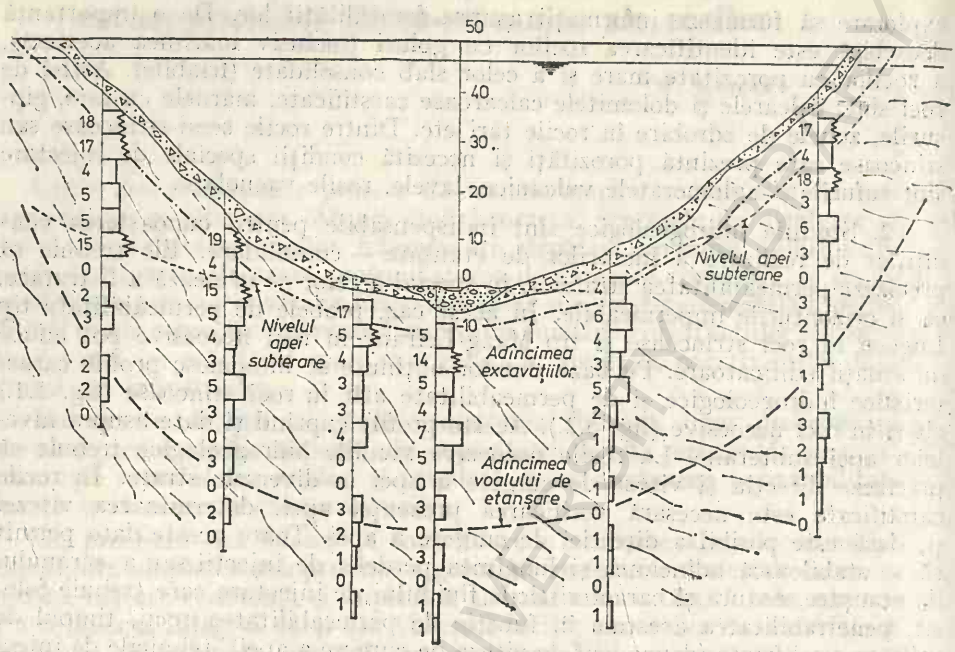


Fig. 5.1. Barajul Sadu. Profil hidrogeologic caracteristic în roci stîncoase și adîncimea voalului de injecții. Cifrele indică absorbția specifică de apă în lugeoni.

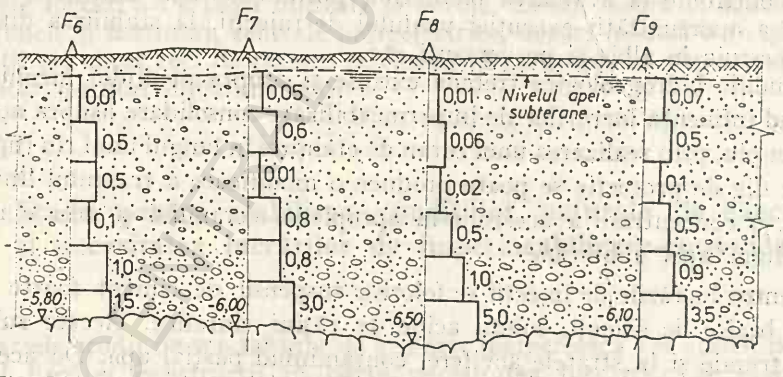


Fig. 5.2. Digul Vîlcele. Profil hidrogeologic caracteristic în roci aluvionare. Cifrele indică coeficienții de infiltrație la fiecare metru probat în cm/s.

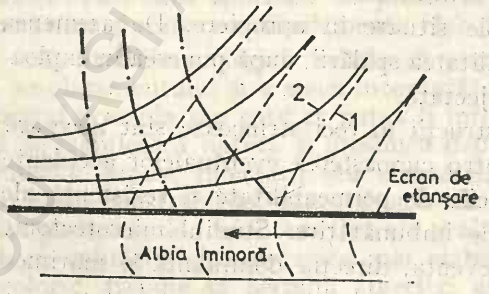


Fig. 5.3. Linii de curent modificate ca urmare a prezenței unui ecran de etanșare: *1* — linii inițiale; *2* — linii modificate.

faliilor, fisurilor, șistozității, clivajului etc., ce pot constitui căi preferențiale de circulație a apei subterane. Ele vor fi figurate în reprezentări stereografice întocmite pentru fiecare sector omogen și vor ajuta la orientarea forajelor de injecție, astfel ca să intersecteze un număr cît mai mare din astfel de elemente tectonice.

4. În laborator, pentru rocile necoezive trebuie să se determine caracteristicile granulometrice, permeabilitatea, porozitatea, tasarea specifică (la nisipuri). Primii trei parametri, așa cum se arată în subcap. 5.6 și 5.8, stau la baza alegerii materialelor de injectare și la aprecierea penetrabilității lor, iar ultimul, tasarea, servește la evaluarea efectelor consolidării prin injectare.

Pentru rocile stîncoase, determinările de laborator constau, în special, din verificarea rezistenței la forfecare pe fețele de fisuri după injectare. Tot în laborator se efectuează încercări experimentale asupra materialelor și produselor folosite la injectare, cît și asupra noroaielor și umpluturii tranșeelor pentru ecrane impermeabile.

5. Prin studii geochimice trebuie elucidate probleme legate de compoziția chimică a apelor subterane și de suprafață și a eventualelor emanații de gaze din rocile care urmează să fie injectate, precum și din cele din zona înconjurătoare.

Compoziția chimică a apelor determină alegerea materialelor ce se vor folosi pentru lucrările de injectare sau a celor care se folosesc pentru umplutura ecranelor de etanșare. În cazul prezenței unor ape agresive, cimentul folosit în suspensiile de injectare sau în betoanele ecranelor de etanșare va trebui să fie un ciment special, rezistent la gradul de agresivitate a apei sau gazelor. Soluțiile chimice întrebuințate la injectare (silicați, rășini sintetice, emulsii) sînt adesea foarte sensibile la compoziția apelor folosite la preparare sau a apei înmagazinate în rocile care se injectează; de aceea ele trebuie alese și testate în aceste condiții. La alegerea materialelor de impermeabilizare trebuie să se țină seama și de compoziția chimică a rocilor, care poate influența comportarea ulterioară în exploatare. Prezența în roci a mineralizațiilor sau depunerilor de pirită, gips, săruri solubile etc. pot duce prin dizolvarea lor în apă (cu sau fără gaze) la formarea de compuși care modifică proprietățile soluțiilor chimice injectate. Astfel, datorită prezenței sulfatului de calciu în loessuri, injectarea soluțiilor de silicat de sodiu pentru lucrări de consolidare se poate face de cele mai multe ori fără un alt reactiv de coagulare, ceea ce simplifică mult tehnologia de lucru.

Existența depunerilor de săruri solubile în marne sau alte roci semitari ce prezintă goluri de dizolvare condiționează chiar tipul lucrărilor de etanșare (fig. 5.4.). În acest caz impermeabilizarea sau consolidarea marnelor nu se va face prin lucrări de injectare, ci prin ecrane sau piloți de beton care împiedică dizolvarea ulterioară. Injectarea nu ar umple decît golurile existente, fără a împiedica solubilizarea în continuare a sărurilor.

Procesul chimic de dizolvare sau de agresivitate față de materialele folosite la lucrările de etanșare-consolidare poate fi activat de circulația apelor sub presiune, cum adesea se întîmplă la construcțiile hidrotehnice.

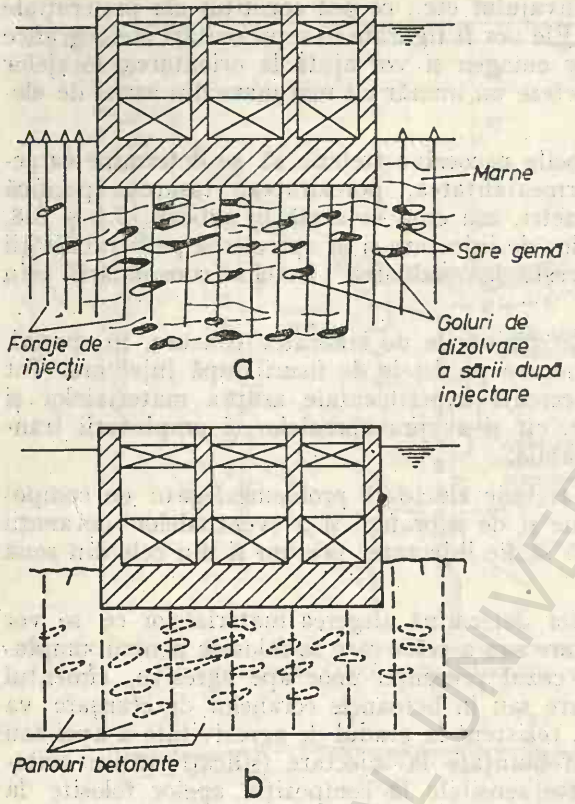


Fig. 5.4. Alegerea metodei de etanșare funcție de compoziția chimică a rocilor din fundația unei construcții hidrotehnice (sau industriale):

a — perdea de injecții; *b* — ecran de etanșare din beton argilos turnat în tranșee (soluția corectă).

Din aceste motive gradul de impermeabilitate necesar a fi obținut la un voal de etanșare în condițiile unui mediu subteran agresiv sau în prezența compușilor chimici solubili este mai ridicat decît în cazurile normale. Din aceleași motive la alegerea cimentului de injecții în mediul subteran agresiv, limitele diverselor tipuri de agresivitate vor trebui să fie mai severe pentru cimentul de injecții decît cele stabilite pentru cimentul de betoane. Aceasta întrucît suspensia injectată se amestecă repede cu apa sau cu gazele subterane, iar pe de altă parte cimentul face priză în acest mediu. După întărire rămîne în contact cu mediul după suprafețe foarte mari cum sînt fisurile și porii în rocă sub formă de cruste și filme de ciment cu grosime redusă (milimetrică sau sub milimetrică). Astfel, acțiunea agresivă a mediului este mai energică în cazul suspensiilor cu ciment injectate decît față de betoane.

Acțiunea mediului subteran trebuie considerată însă și asupra comportării în timp a materialelor injectate; de aceea este recomandabilă efectuarea unui control în exploatare al compoziției apelor ce traversează rocile injectate.

6. Studiile geofizice. Prospecțiunile geofizice pot fi utilizate cu succes atît pentru punerea în evidență a zonelor de rocă cu calități fizico mecanice slabe care necesită lucrări de impermeabilizare consolidare, cît și pentru controlul executării acestor lucrări și urmărirea lor la timp.

Tabelul 5.1.

Metode geofizice aplicabile pentru controlul lucrărilor de impermeabilizare-consolidare

Metoda geofizică	Problemele rezolvabile prin metodele geofizice	Procedeul utilizat
Prospecțiunea electrică	Controlul executării ecranelor de etanșare	Măsurători de rezistivitate și potențial natural (PN)
	Stabilirea direcțiilor de curgere a stratului acvifer	Măsurători de rezistivitate. utilizînd metoda corpului încărcat.
Prospecțiunea seismică	Punerea în evidență a golurilor și crăpăturilor mari sau falii care necesită lucrări de reducere a permeabilității sau consolidării.	Măsurători seismice de refracție și măsurători de viteze medii.
	Controlul executării lucrărilor de consolidare.	
	Detectarea golurilor din spatele cămășuielii de beton la lucrările subterane.	Măsurători cu ultrasunete
Prospecțiunea gravimetrică	Punerea în evidență a golurilor carstice, a cavernelor din sare, a lucrărilor miniere vechi, a corpurilor îngropate etc.	Măsurători ale cîmpului gravității
Prospecțiunea radiometrică și carotaj radioactiv	Determinarea direcției de curgere a apelor subterane și a debitului acestora.	Măsurători cu trasori (izotopi radioactivi) și carotaj cu izotopi radioactivi. Carotaj de densitate (γ)
	Punerea în evidență a zonelor susceptibile de tratamente de ameliorare	

În tabelul 5.1 se prezintă metodele geofizice care dau cele mai bune rezultate și problemele care pot fi rezolvate.

Pentru controlul executării lucrărilor de impermeabilizare consolidare se fac măsurători geofizice înainte de execuție, după execuție și pentru urmărirea comportării lor în timpul exploatării.

Pentru ca parametrii cercetați (rezistivitate, vitezele de propagare a undelor elastice, densitate etc) să poată fi comparați în toate etapele de studii este necesar să se păstreze aceleași metodologii și condiții de măsurare.

5.2. Golurile și porozitățile din roci susceptibile a fi supuse tratamentelor de consolidare-etanșare

Cunoscînd natura rocilor și diversele considerente care fac necesare lucrări de ameliorare, în acest paragraf vor fi analizate particularitățile golurilor din punctul de vedere al acestor lucrări. Caracterul golurilor și al porozității poartă amprenta naturii și evoluției rocilor în care au luat naștere. Din aceste motive le vom împărți după natura lor.

Goluri în roci stîncoase. În rocile masive magmatice și metamorfice sînt predominate fisurile, fracturile și zonele de zdrobire, și subordonat clivajele de diverse forme și origini (fig. 5.5.). Zonele de zdrobire constituie zone de mare concentrație a fisurilor și consolidarea lor se face prin injectare sub presiune.

În tabelul 5.2 se prezintă tipurile de goluri, dimensiunile lor aproximative și materialele care se folosesc pentru injectare.

Tabelul 5.2.

Tipuri de goluri	Fisuri, clivaje,		Crevase, dislocații, falii			
	Deschiderea, în mm					
	<0,15	0,15...3	3...7	7...20	20...30	30
Materiale folosite pentru injectare (v. și subcap. 5.6)	injectare cu cimen f. fin + bentonită; soluții chimice	injectare cu suspensii de ciment normal ± bentonită	injectare cu suspensii stabilizate ± mortare	injectare cu mortare ± suspensii stabilizate	injectare cu mortare stabile	turnări și injectare de mortare ± adaus pietriș

Obs. Deosebirea între fisuri și dislocații după mărimea deschiderii este pur convențională. În cazul umpluturii golurilor cu diverse materiale, „deschiderea" corespunde spațiului rămas liber.

În aglomeratele vulcanice, tufuri, cenuși și lave, golurile au mărimi foarte variate, de regulă de la dimensiuni submilimetrice la cîțiva cm. Porii, cînd sînt în legătură, conferă rocii o permeabilitate la apă a cărei eliminare prin injectare cu ciment și alte materiale devine dificilă datorită reducerii

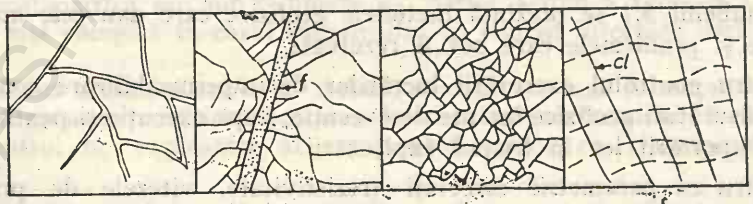


Fig. 5.5. Fisuri, fracturi și clivaje în roci stîncoase:
a — fisuri; *b* — fracturi; *c* — zone de zdrobire; *d* — clivaje (*c*1)

BCUIAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

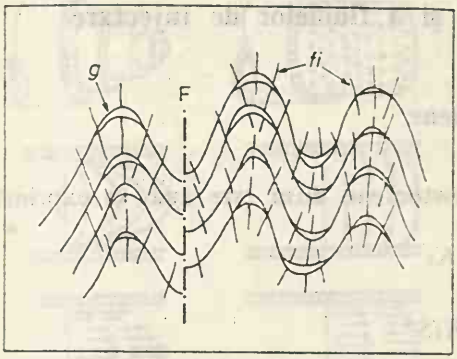


Fig. 5.6. Fisuri (*fi*) și goluri (*g*) în roci stratificate strîns cutate.

rapide a vitezei de circulație a suspensiei și, depunerii premature a granulelor de ciment.

Rocile sedimentare detritogene sînt afectate, și ele, de aceleași sisteme de fisuri și fracturi, de obicei transversale pe stratificație. În plus în rocile strîns cutate pot apărea, în bolțile anticlinale sau cutele sinclinale, desprinderi între strate și clivaje radiale (fig. 5.6)

Rocile organogene sau de precipitație chimică (calcare, dolomite, marne cu sare sau gips) prezintă adesea, goluri sub formă de canale, canalicule, caverne (fig. 5.7), grote, ajungînd la secțiuni de cîțiva metri pătrați și lungimi foarte mari. Impermeabilizarea sau consolidarea acestor roci necesită în unele cazuri tehnologii și materiale specifice și variate, de exemplu folosirea de materiale grosiere cu rigiditate ridicată și stabilitate crescută, mai ales în cazul curgerilor de apă. Pentru umplerea golurilor din aceste roci se folosesc cu precădere mortare și betoane argiloase.

Porozitatea în roci necoezive. Rocile necoezive, grohotișuri, bolovănișuri, pietrișuri și nisipuri prezintă o porozitate dată de spațiile libere care rămîn între elementele constituente. Se înțelege că aceste spații (goluri) vor fi cu atît mai mici cu cît granulele sînt mai mici. De mărimea acestor spații depinde penetrabilitatea rocii față de materialele cu care se injectează. Astfel grohotișurile și bolovănișurile vor fi injectate cu mortare cu nisip, pietrișurile cu suspensii stabile, iar nisipurile cu soluții chimice (vezi paragrafele 5.6 și 5.8).

Datorită stării lor de agregare, aceste roci permit etanșarea prin ecrane săpate în tranșee înguste.

Fig. 5.7. Goluri de dizolvare și canale carstice în calcare.

5.3. Circulația apei subterane și a fluidelor de injectare

5.3.1. Circulația lichidelor newtoniene

Curgerea subterană a fluidelor newtoniene, cum este apa, se exprimă prin relația lui Darcy:

$$v = Ki$$

iar debitul este dat de relația

$$Q = KiS$$

în care v este viteza de infiltrație; K — coeficientul de infiltrație; i — panta hidraulică (gradientul); Q — debitul de infiltrație; S — secțiunea curgerii.

Newton a determinat forța necesară producerii curgerii, care este proporțională cu gradientul vitezei $\frac{dv}{dl}$ după ecuația

$$F = \eta \frac{dv}{dl}$$

unde η este coeficientul de viscozitate sau viscozitatea absolută.

Relațiile sînt valabile pentru așa-numitele lichide newtoniene, cum sînt apa, soluțiile saline sau zaharoase, soluțiile chimice de injectare de tipul rășinilor monomerice, suspensiile foarte fine de injectare cu ciment avînd raportul apă/ciment $\geqslant 10$ etc. La aceste lichide, viscozitatea absolută este constantă pentru aceeași temperatură și presiune. Viscozitatea se măsoară în centipoise (cP), pentru apă valoarea ei fiind de aproximativ 1 cP la temperatura de 20°C.

Debitul curgerii prin spații capilare de formă cilindrică este dat de ecuația lui Poiseuille:

$$Q = \frac{\pi r^4}{8} \frac{h}{l} \frac{\gamma g}{\eta}$$

în care r este raza medie ($2 \times$ raza hidraulică); γ — greutatea specifică a apei; g — accelerația gravitației; l — lungimea capilarului; h — diferența de presiune la capetele capilarului.

În cazul curgerii prin fisuri ideale, cu pereți plani paraleli și deschidere egală cu unitatea, debitul este dat de relația

$$Q = \frac{r^3}{8} \frac{h}{l} \frac{\gamma g}{\eta}$$

Viteza aparentă, ținînd seama de volumul porilor n, se deduce din relațiile de mai sus obținîndu-se:

$$v = \frac{nr^2}{8} \frac{h}{l} \frac{\gamma g}{\eta} = Ki \text{ sau } K = \frac{nr^2}{8} \cdot \frac{\gamma g}{\eta}$$

Relațiile de mai sus sînt stabilite în condițiile curgerii laminare (fig. 5.8).

BCU ASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

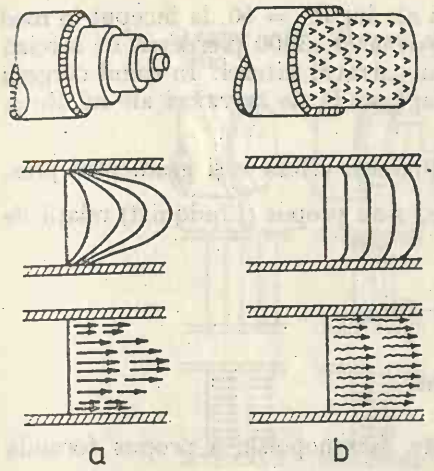


Fig. 5.8. Curgerea unui lichid newtonian: *a* — curgere laminară sau viscoasă; *b* — curgere turbulentă (regimul Venturi).

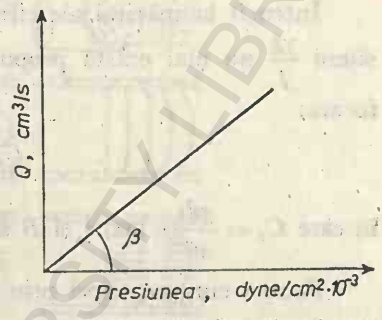


Fig. 5.9. Variația debitului unei curgeri laminare în funcție de presiune în cazul unui lichid newtonian.

Am menționat mai sus mărimea constantă a viscozității în cazul fluidelor newtoniene. Semnificația sa fizică este ilustrată în graficul din fig. 5.9, în care este reprezentată variația debitului cu presiunea în cazul unei curgeri laminare la presiune și temperatură constantă. Viscozitatea se caracterizează printr-o variație lineară ce se deduce din ecuațiile lui Poiseuille și Newton.

Valoarea unghiului β pe care dreapta din fig. 5.9 îl face cu axa abscizelor (presiunilor) este dată de expresia $\operatorname{tg}\beta = \frac{Q}{p}$ și notînd $c = \frac{\pi r^4 g}{8l}$ factorii constanți din ecuația lui Poiseuille, se poate obține viscozitatea absolută:

$$\eta = c \operatorname{cotg}\beta.$$

Dacă curgerea fluidului incompresibil are loc prin goluri mari, roci cu granulație mare, prin crevase, sau sub presiune ridicată, ea se abate de la caracterul linear, intrînd în regim turbulent (regimul lui Venturi). Se produc vîrtejuri, în care traseul moleculelor în curgere se întretaie (fig. 5.8). La fel se întîmplă și dacă apa conține o mică cantitate de particule în suspensie, care tulbură curgerea paralelă a moleculelor. În cazul curgerii turbulente, pierderea de presiune este determinată în primul rînd de rugozitate și nu de viscozitate, ca în cazul regimului laminar.

Criteriul care permite determinarea regimului curgerii este cifra lui Reynolds (Re), care exprimă și raportul dintre forțele de inerție și forțele de frecare internă:

$$\mathrm{Re} = \frac{vd\gamma}{\nu}$$

unde v este viteza medie; d — diametrul caracteristic al granulelor (d_{10}); γ — greutatea specifică a fluidului; ν — vîscozitatea cinematică.

Valorile critice ale cifrei Reynolds de la care legea lineară de filtrare prin medii poroase (Darcy) nu mai este aplicabilă sînt cuprinse între 1 și 10.

Curgerea turbulentă se instalează la valori ale lui Re = 60, la început în mod treptat prin golurile mari. La mărimi Re = 2000...3000 pierderea de sarcină în timpul curgerii devine proporțională cu patratul vitezei. În cazul curgerii prin conducte, legea lineară nu mai este aplicabilă de la valori ale lui Re = = 2300.

Întrucît la mărimi ale cifrei Re > 10, între viteza v și gradientul presiunii $\frac{\gamma h}{l}$ nu mai există proporționalitate, s-au propus (Lindquist) relații de forma:

$$C_f \mathrm{Re} = A + B\mathrm{Re}$$

în care $C_f = \frac{gdi}{v^2}$, iar A și B sînt constante.

Pentru curgerea apei prin roci fisurate, Krasnopolski a propus formula

$$v = K_s \sqrt{i}$$

în care K_s este un coeficient de infiltrație determinat experimental prin pompaje sub presiune în foraje.

5.3.2. Curgerea fluidelor nenewtoniene — curgerea plastică (suspensii, mortare, fluide de foraj)

O serie de fluide nu respectă legile clasice ale curgerii, comportîndu-se cu totul diferit chiar în condiții de presiune și temperatură constante. Sînt așa-numitele *fluide nenewtoniene, binghamiene* sau *plastice.* Cele mai multe din fluidele ce interesează lucrările de etanșare-consolidare intră în această categorie. Ele sînt constituite din suspensii în apă de particule coloidale și suspensoizi (cristaloizi), precum și din unele soluții coloidale. În apă pot fi dizolvați și diverși compuși chimici activi. Particulele coloidale (coloizi) au dimensiuni $\leqslant 1\,\mu$. Ele sînt conținute în argile, bentonite, cimenturi, cenuși sau substanțele inerte cu care se prepară suspensiile sau mortarele de injectare, precum și în fluidele pentru săparea forajelor sau ecranelor de etanșare. Acești coloizi conferă calități de stabilitate și/sau tixotropice acestor fluide.

Curgerea unor fluide constituite din astfel de componenți este mult mai complexă decît a fluidelor newtonene. În fig. 5.10 este indicată forma curgerii, variația vitezei într-o secțiune dreaptă și direcția de curgere a moleculelor și particulelor într-o curgere plastică a unor fluide binghamiene. Ea arată că curgerea pornește ca un dop, după care continuă cu o curgere plastică propriu-zisă, de formă telescopică, în care cilindrii centrali se deplasează cu viteze din ce în ce mai mari față de coroanele circulare din apropierea pereților tubului, ultimul rămînînd aderent pe tub. Crescînd presiunea și deci viteza, viscozitatea fluidului scade, iar curgerea ajunge turbulentă. Într-o reprezentare

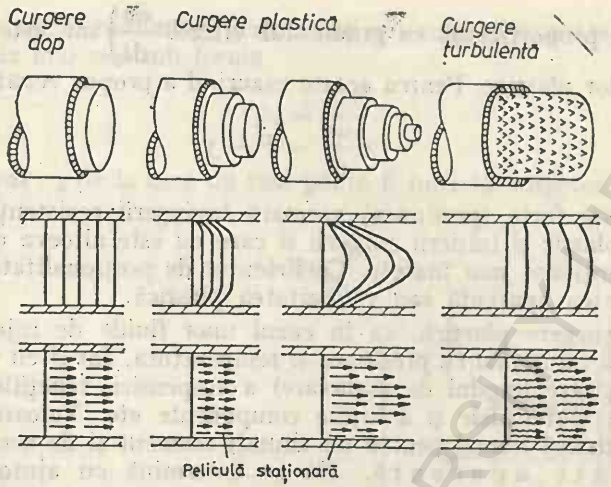


Fig. 5.10. Reprezentarea schematică a curgerii unor suspensii de argile în apă (noroi de foraj fluid nenewtonian) (după Evans și Reid).

grafică în care pe axele de coordonate sînt trecute valorile $Q = f(p)$ și $W = f(m)$ (unde W este viteza unghiulară a cilindrului de rotire a unui viscozimetru cu cilindrii coaxiali iar m — momentul de torsiune pentru asigurarea echilibrului celuilalt cilindru), această curgere are aspectul curbei din fig. 5.11, complet diferită de curgerea laminară. Deși forma curbei este lineară, dreapta BC nu mai trece prin originea axelor. Curgerea are loc după ce presiunea a crescut pînă la o valoare critică y numită *prag de forfecare* (în engleză. *yield value*), variabilă pentru diferite fluide, inclusiv fluidele de injectare și exprimată în dyne/cm². După ce curgerea a atins parametrii de debit și presiune corespunzători punctului D, debitul crește direct proporțional cu presiunea, ca și la curgerea laminară. Viscozitatea fluidului este, de asemenea, proporțională cu cotangenta unghiului pe care-l face segmentul BCD cu axa abciselor (paragr. 5.3.1).

Bingham, ocupîndu-se de curgerea fluidelor plastice, a constatat că ecuația lui Newton a curgerii lichidelor newtoniene (unde forța F necesară

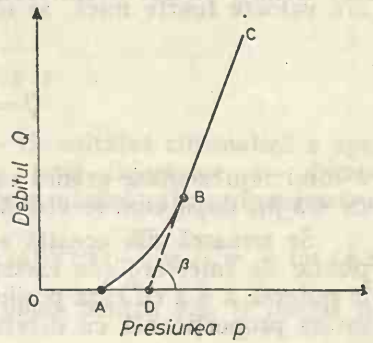


Fig. 5.11. Curgerea plastică. Variația debitului în funcție de presiune. OA — mărimea presiunii critice de inițiere a curgerii

curgerii este proporțională cu gradientul vitezei $\frac{dv}{dl}$) nu este aplicabilă în cazul fluidelor plastice. Pentru aceste cazuri el a propus ecuația

$$\eta \frac{dv}{dl} = F - y$$

în care y este forța (presiunea) necesară învingerii rezistenței la forfecare a fluidului plastic și inițierii curgerii și care nu este altceva decît pragul de forfecare menționat mai înainte. Coeficientul de porționalitate este în acest caz vîscositatea aparentă sau viscozitatea plastică.

Într-o curgere plastică, ca în cazul unor fluide de injectare, viscozitatea variază nu numai cu presiunea și temperatura, dar și cu viteza curgerii, starea de agitare (modul de malaxare) a suspensiei, reacțiile chimice care au loc între materialele și soluțiile componente etc. Valoarea ei absolută este caracteristică numai pentru un anumit moment și de aceea se numește viscozitate aparentă. Ea se determină cu ajutorul vîscozimetrelor și practic este valabilă pentru o anumită viteză de forfecare (viscozimetre cu cilindrii coaxiali), o anumită temperatură și o anumită perioadă de timp. Viscozitatea scade sensibil invers proporțional cu viteza curgerii, deci cu debitul și presiunea de pompaj. Ostwald a stabilit relația de tip logaritmic a variației vitezei și debitului cu presiunea și vîscozitatea:

$$Q = Kp^n$$

în care K este o constantă invers proporțională cu vîscozitatea absolută a fluidului, iar n — un coeficient reologic constant cu valoare > 1.

Prin integrarea ecuației lui Bingham și aplicarea la curgerea prin spațiile cilindrice orizontale a fluidelor plastice, se obține ecuația generalizată a lui Bingham-Reiner:

$$Q = \frac{\pi r^3}{4\eta}\left[\frac{rp}{2l} - \frac{4}{3}y\left(l - \frac{1}{4}\left(\frac{2yl}{rp}\right)^3\right)\right]$$

unde r este raza tubulaturii sau porozității; p — presiunea; l — lungimea porozității. Înlocuind $y = \frac{rp_0}{2l}$ (în care p_0 este presiunea critică unitară de inițiere a curgerii) și neglijînd ultimul termen al ultimei paranteze, care are valoare foarte mică, se obține

$$Q = \frac{\pi r^4\left(p - \frac{4}{3}p_0\right)}{8\eta l},$$

a cărei reprezentare grafică este o dreaptă ce taie axa abciselor la distanța de $4/3\ p_0$, după cum se vede în fig. 5.12.

Se remarcă din această ecuație că lungimea de transport a unui fluid plastic de injectare (de exemplu o suspensie de ciment stabilizată) crește la puterea a 4-a cu raza porilor (la puterea 3 a cu deschiderea fisurii) și este invers proporțională cu debitul de injecție și viscozitatea fluidului.

Presiunea critică minimă p_0 pentru inițierea curgerii se poate obține atunci din relațiile de mai sus sub forma

$$p_0 = \frac{2ly}{r}$$

iar raza minimă r_0 de la care nu mai poate fi inițiată curgerea este dată de expresia

$$r_0 = \frac{2ly}{p_0}$$

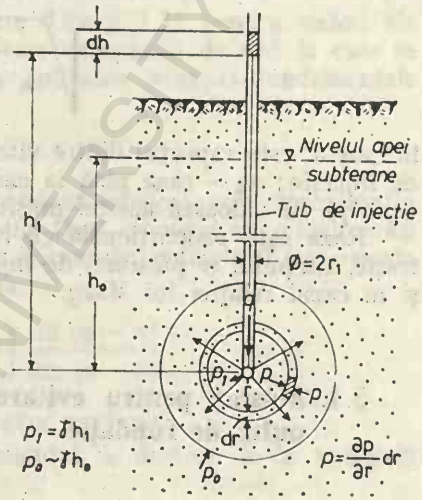


Fig. 5.12. Linii echipotențiale sferice în jurul unui punct de injectare după ipoteza lui Maag. Roci omogene și izotrope.

Legile curgerii subterane a apei și fluidelor de injectare permit să se evalueze și raza de difuziune a unei injectări sub presiune în foraje. Maag, aplicînd legea lui Darcy generalizată la fluide de injectare newtoniene pentru roci necoezive omogene și izotrope, adică

$$v = K'i$$

(unde K' este coeficientul de infiltrație al terenului pentru fluidul de injectare) și presupunînd că liniile echipotențiale în jurul punctului de injectare sînt sfere concentrice (fig. 5.12) ajunge la următoarea relație pentru raza de difuziune (r):

$$r = \sqrt[3]{\frac{3r_1}{n} \cdot K \cdot \frac{\nu}{\nu'} \cdot h \cdot t}$$

în care n reprezintă porozitatea rocii; ν, ν' — vîscozitatea cinematică a apei respectiv a fluidului de injectare; r_1 — raza țevii injectoare t — durata injectării. Vîscozitatea ν' poate fi determinată prin măsurători cu vîscozimetrul pîlnie, coeficientul de infiltrație se determină din raportele $\frac{K}{K'} = \frac{\nu}{\nu'} = \frac{s}{s'}$ iar s și s' reprezintă timpii măsurați cu vîscozimetrul pîlnie pentru apă și fluidul de injectare.

Raza de difuziune este proporțională cu rădăcina la cub a coeficientului de infiltrație al rocii la apă, raportul $\frac{\nu}{\nu'}$, timpul de injectare, presiunea de injectare (h) și invers proporțională cu porozitatea rocii. Raza are însă valori diferite în timp, pe măsură ce se modifică valoarea vîscozității fluidului de injectare.

Pentru injectarea pe tronsoane de foraj sau țevi șlițuite, liniile echipotențiale nu mai sînt sferice, ci cilindri coaxiali cu înălțime egală cu a tronsonului. Haefeli a determinat relația care stabilește raza de difuziune în acest caz în condițiile de teren considerate și de Maag:

$$r = \sqrt{\frac{2}{n' \log \frac{x_0}{r_1} \cdot K \frac{\nu}{\nu'} \cdot h \cdot t}}$$

în care n' este raportul dintre viteza de infiltrație și viteza reală a fluidului de injecție; x_0 — raza pînă la care pierderea presiunii de injectare ajunge aproape de valoarea acestei presiuni.

Raza este proporțională cu rădăcina pătrată a coeficientului de infiltrație, timpului și presiunii de injectare. Ea are valori diferite în timp, ca și în cazul relației lui Maag.

5.4. Măsuri pentru evitarea antrenării prin infiltrații a terenului de fundație

Terenul de fundație în care sînt amplasate construcțiile hidrotehnice și unele construcții industriale sau civile trebuie protejat uneori împotriva spălării fracțiunilor fine (antrenare hidrodinamică, sufozie) și/sau a pierderilor

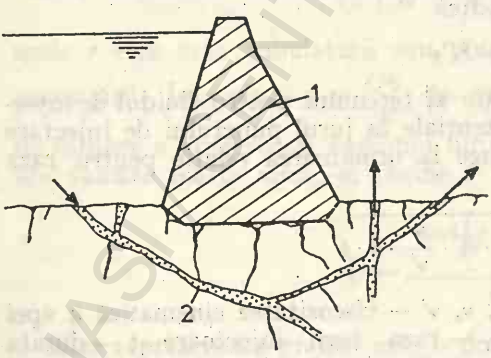


Fig. 5.13. Fenomene de antrenare prin infiltrații, urmate de tasări în fundația construcțiilor hidrotehnice:
1 — baraj; *2* — fisuri mari și falii cu umplutură de nisip argilos în roci stîncoase.

de apă prin infiltrație. Situația apare atît în cazul rocilor necoezive sau slab coezive cu conținut de nisip, cît și la rocile stîncoase și semistîncoase în zonele de fragmentare intensă sau alterare avansată (fig. 5.13).

Fenomenul se manifestă cînd gradientul hidraulic și viteza de infiltrație depășesc o anumită valoare critică, dependentă de natura particulelor expuse

curentului de apă. În bieful aval se pot forma goluri de antrenare (cratere mai mici sau mai mari) iar nisipurile intră în stare de flotație (grifoane).

Valoarea gradientului critic (I_{cr}) se stabilește cu ajutorul relației lui Terzaghi pentru curenți orientați vertical:

$$I_{cr} = (1 - n)\frac{\gamma_s - \gamma_w}{\gamma_w} = (1 - n)\gamma_{1m}$$

unde n reprezintă porozitatea terenului; γ_s — greutatea specifică; γ_w, γ_{tm} — greutatea volumică, în stare umedă și imersată a terenului

Mărimea acestui gradient variază între 0,99 și 1,15 pentru valori ale lui $n = 0{,}30...0{,}40$ și $\gamma_s = 2{,}65$ g/cm^3. Viteza curentului de apă la care se produce antrenarea v_{cr}, rezultă atunci din aplicarea ecuației fundamentale a lui Darcy

$$v_{cr} = K I_{cr} = 0{,}99\, K \ldots 1{,}15\, K$$

Astfel viteza critică a curentului ascendent vertical este aproximativ egală cu valoarea coeficientului de infiltrație. Dacă curentul are o înclinare β de la verticală și terenul o înclinare α de la orizontală, gradientul critic poate fi determinat după Pietraru [27] cu relația

$$I_{cr} = (1 - n)\left(\frac{\gamma_s}{\gamma_w} - 1\right)\frac{\sin(\varphi - \alpha)}{\cos(\varphi - \beta)}$$

în care φ este unghiul de frecare internă între particule.

Gradientul critic minim apare cînd unghiul de deviere de la verticală $\beta = \varphi$ adică

$$I_{cr\,min} = (1 - n)\left(\frac{\gamma_s}{\gamma_w} - 1\right)\sin(\varphi - \alpha)$$

și tinde către zero cînd $\alpha = \varphi$ sau este cu 50 % mai mic decît valorile obținute după formula Terzaghi în cazul terenului plan ($\alpha = 0$) și al unui unghi de frecare internă $\varphi = 30°$.

O situație asemănătoare de depășire a gradientului critic de presiune poate apărea în cazul unei injecții de consolidare a terenului de fundație în prezența unei retenții de apă, cum este cazul barajelor, centralelor-baraj, digurilor de reținere a apei etc. Injectînd partea aval a rocii de fundație (fig. 5.14) se creează o suprapresiune ce se adaugă la subpresiunea creată de retenție și care însumate trebuie să nu depășească gradientul critic corespunzător acelei zone, adică

$$\frac{p_i + p_s}{l} < I_{cr}$$

unde p_i este presiunea de injectare, iar p_s — subpresiunea în punctul considerat.

Pentru a preveni producerea de astfel de fenomene se admit coeficienți de siguranță pînă la 3, ținînd seama de neomogenitatea terenului și consecințele eroziunii.

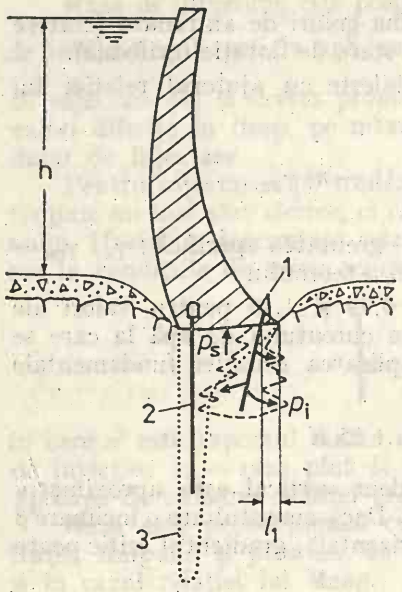


Fig. 5.14. Injectarea sub presiune la piciorul aval al unui baraj sub o sarcină h poate depăși gradientul critic de stabilitate a terenului:
1 — foraj de injecție; *2* — voal de etanșare; *3* — diagrama subpresiunii p_s; p_i — presiunea de injecție.

Printre măsurile constructive împotriva antrenării terenului din fundația construcțiilor se numără ecranele și voalurile de etanșare. Verificarea dimensiunii acestora în cazul fundării construcțiilor pe terenuri susceptibile a fi antrenate se face după diverse metode, dintre care menționăm metodele Bleigh și Lane. Pentru verificarea stabilității generale a fundației la antrenarea hidrodinamică Bleigh a stabilit, pentru diverse terenuri, coeficienții de siguranță ai gradientului hidraulic (tabelul 5.3.) pe tot conturul subteran

Tabelul 5.3.

Valoarea coeficienților Bleigh (C)

Natura terenului	C
Nisip foarte fin	18
Nisip mediu	15
Nisip grosier	12
Roci argiloase, loess	6...9
Pietriș + nisip	5...9
Bolovăniș ± nisip	4...6

al fundației. Acest contur (L) trebuie să fie mai mare sau egal cu înălțimea coloanei de apă la care este supus, multiplicat cu coeficienții de siguranță respectivi (fig. 5.15):

$$L \geqslant CH$$

unde L este conturul subteran total al fundației (elemente orizontale l + verticale v); C — coeficienții Bleigh conf. tabelului (5.3); H — înălțimea hidraulică $h_1 - h_2$ (diferența maximă a nivelelor amonte-aval).

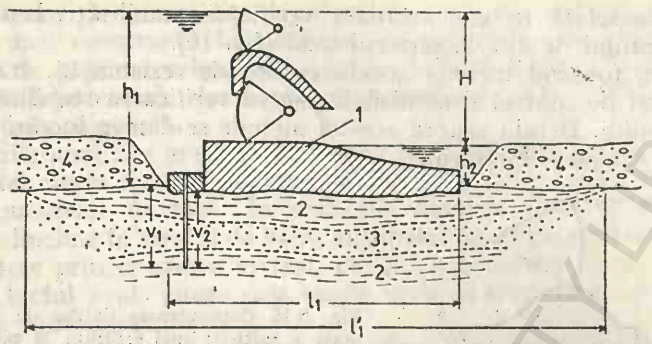


Fig. 5.15. Elementele stabilității generale a terenului de fundație:

1 — baraj descărcător; *2* — strat de marne; *3* — nisipuri; *4* — bolovănișuri; v_1 — voal (ecran) de etanșare; l_1 și l_2 — contururi orizontale de verificat.

Lane, considerînd anzotropia obișnuită a rocilor sedimentare (ortotropia) și admițînd raportul între coeficienții de permeabilitate în plan orizontal (K_h) și vertical (K_v) = 3, ajunge, pe baza analizării a numeroase baraje în exploatare, la valori ale coeficienților de siguranță C_0 mai mici (tabelul 5.4).

Tabelul 5.4.

Valoarea coeficienților Lane (C_0 și C_{red})

Natura terenului	C_0	C_{red}
Nisip foarte fin, mîl	8,5	6
Nisip mărunt	7	4,9
Nisip mijlociu	6	4,2
Nisip mare	5	3,5
Pietriș mărunt	4	2,8
Pietriș mijlociu	3,5	2,5
Pietriș mare cu bolovăniș mărunt	3	2,1
Marnă, argilă moale	3	2,1
Bolovăniș mare și mic. pietriș cu nisip	2,5	1,8
Argilă cu compactare medie	2	1,5
Argilă compactă	1,8	1,5
Argilă foarte compactă	1,5	1,5

În situația adoptării și a unor măsuri speciale pentru creșterea stabilității, ca execuția la piciorul aval a unei încărcări suplimentare prevăzută cu filtre inverse, iar la piciorul amonte a unui ecran de palplanșe*), Lane propune coeficienți de siguranță mai reduși (C_{red}) decît C_0, așa cum se vede în tabelul 5.4.

La evaluarea lungimii conturului subteran L, elementele orizontale l vor fi considerate cu lungimea virtuală $\frac{l}{3}$, din motivele arătate mai sus.

*) Coeficienții se pot generaliza și la ecrane turnate în tranșee (gel-beton, pereți subțiri etc.)

O atenție deosebită trebuie acordată verificării stabilității la antrenare la ieșirea curentului de apă la piciorul aval (fig. 16).

Ciugaev, folosind metoda „coeficienților de rezistență", stabilește gradienți efectivi de control și admisibili pentru verificarea stabilității la antrenare a terenului. Detalii asupra acestei metode se dau în lucrări de specialitate (de ex. Ciugaev, Pietraru).

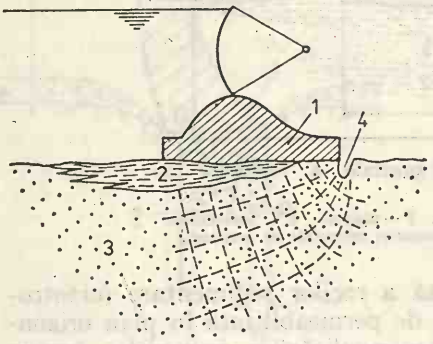


Fig. 5.16. Concentrarea liniilor de curent ca urmare a inițierii unei eroziuni la piciorul aval al construcției hidrotehnice:
1 — baraj descărcător; *2* — marne; *3* — nisipuri (intercalații); *4* — eroziune.

5.5. Determinarea subpresiunii pe radierele construcțiilor hidrotehnice, adincimea și poziția ecranelor de etanșare, debitul de infiltrație

Subpresiunea pe talpa radierelor construcțiilor hidrotehnice și uneori industriale (situate sub nivelul apei subterane) ia naștere ca urmare a circulației apei prin terenul permeabil de fundație sau la contactul cu fundația.

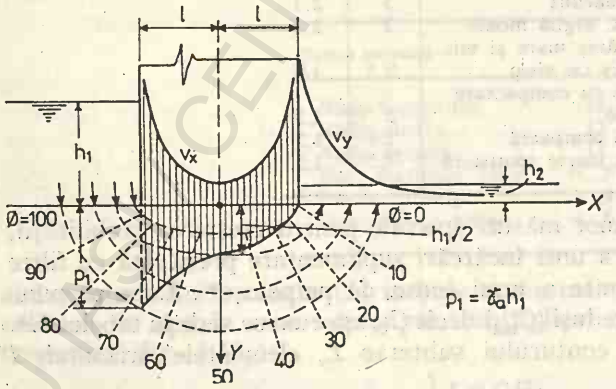


Fig. 5.17. Linii de curent, de echipotențial și variația componentelor vitezei curentului de infiltrație sub fundația unei construcții hidrotehnice. Strat omogen și izotrop cu grosime foarte mare.

Reducerea acestei subpresiuni și a debitelor de infiltrații se obține prin realizarea de ecrane, voaluri de etanșare și drenaje. Lucrările de drenaj, care nu fac obiectul acestui capitol, produc de asemenea reducerea subpresiunii. În fig. 5.17. se arată variația subpresiunii, vitezei de circulație a apei și dis-

tribuția liniilor de curent și echipotențiale (spectrul hidrodinamic) în cazul fundației unei construcții hidrotehnice la suprafața unui strat omogen și premeabil de grosime nelimitată. Liniile de curent sînt elipse homofocale, iar liniile echipotențiale sînt hiperbole homofocale. Ele se intersectează formînd o rețea ortogonală.

Relațiile analitice arată că la ieșirea în bieful aval viteza ascendentă v_y a curentului crește considerabil (tabelul 5.5 și fig. 5.17) creînd pericolul antrenării fragmentelor de rocă. În realitate, datorită fundării radierelor la o anumită adîncime în stratul de bază, regimului de curgere nelinear (turbulent) ce ia naștere prin creșterea vitezei, cît și a umpluturii ce se realizează de regulă în bieful aval, viteza deși crește mult nu totdeauna creează pericolul antrenării hidrodinamice [27].

În subcap. 5.4. sînt arătate măsurile ce se prevăd pentru prevenirea acestor fenomene, ca ecrane de etanșare (sau voaluri de injecții), drenaje etc. Aici vom arăta influența acestor ecrane pentru reducerea subpresiunii și debitului de infiltrații.

Pentru un radier fără ecran (fig. 5.17), subpresiunea poate fi obținută din rezolvarea ecuației lui Laplace, în care potențialul vitezei de infiltrație este dat de expresia

$$\varphi = \frac{K}{\mu}(p + gz) \tag{5.1}$$

în care μ este viscozitatea absolută a apei; p — presiunea coloanei de apă; g — accelerația gravitației; z — cota punctului de măsură față de un nivel reper, iar subpresiunea rezultă din proprietățile spectrului hidrodinamic:

$$p = \gamma_w \cdot h = \frac{\gamma_w}{K}\varphi \tag{5.2}$$

unde γ_w este greutatea volumică a apei; K — coeficientul de infiltrație; φ — potențialul vitezei de infiltrație; h — înălțimea coloanei de apă deasupra nivelului de referință. Potențialul se obține din ecuația liniilor echipotențiale (hiperbole homofocale), în care ordonata este nulă la nivelul tălpii radierului:

$$\varphi = \frac{Kh}{\pi} \operatorname{arc\,cos} \cdot \frac{x}{l} \tag{5.3}$$

unde x este abcisa punctului, măsurată de la mijlocul radierului, iar $l = 1/2$ din lățimea radierului.

Subpresiunea p pentru $\gamma_w = 1$ g/cm^3 este

$$p = \frac{h}{\pi} \operatorname{arc\,cos} \cdot \frac{x}{l} \tag{5.4}$$

În tabelul 5.6 se dau valorile raportului subpresiunii $\frac{p}{\gamma_w \cdot h}$ și ale raportului componentei v_x, care reprezintă viteza de infiltrație în diverse puncte $\frac{x}{l}$ ale radierului, iar în tabelul 5.5 sînt date raporturile compo-

Tabelul 5.5.

Valorile raportului v_y. l/Kh în diverse puncte de radierului

x/l	1	1,01	1,05	1,1	1,2	1,33	1,5	1,67	2,0	2,5	3	5	10
$V_y l/kh$	∞	2,25	2,2	0,69	0,48	0,37	0,28	0,24	0,18	0,14	0,11	0,065	0,03

Tabelul 5.6.

Valorile raporturilor $p/\delta_w h$ și $v_x l/Kh$ în diverse puncte ale radierului

x/l	—1	—0,98	—0,95	—0,9	—0,8	—0.6	—0,4	—0,2	0	0,2	0,4	0,6	0,8	0,91	0,95	0,98	1
$p/\gamma_w h$	1	0,94	0,90	0,86	0,80	0,70	0,63	0,56	0,50	0,44	0,37	0,29	0,20	0,14	0,10	0,060	0
$V_x \cdot l/kh$	∞	1,60	1,02	0,73	0,53	0,40	0,35	0,33	0,32	0,33	0,35	0,40	0,53	0,73	1,02	1,60	00

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

nentei verticale a vitezei v_y pentru diverse distanțe pe radier, cu ajutorul cărora se pot determina mărimile p și v pe toată lungimea radierului [12, 29].

Debitul de infiltrație se obține din ecuația liniilor de curent (elipse homofocale) pentru $x = 0$ și $y = t$ (în secțiunea mediană a radierului) și pentru o grosime a stratului permeabil t:

$$q = \frac{kh}{\pi} \ln \left[\frac{t}{1} + \sqrt{1 + \left(\frac{t}{l}\right)^2} \right] \tag{5.5}$$

Pentru o grosime foarte mare a stratului, debitul tinde către infinit, ca și viteza ascensională la piciorul aval al radierului. Totuși în teren nu se întîmplă acest lucru, întrucît grosimea stratului nu este infinită și în același timp gradientul minim de inițiere a curgerii (sub cap. 5.3.) la adîncimile mari se situează sub pragul minim. Adîncimea la care nu mai are loc curgerea, gradientul minim (I_{min}) nefiind realizat, este dată de expresia

$$t_{cf} = \sqrt{\left(\frac{h}{\pi I_{min}}\right)^2 + l^2} \tag{5.6}$$

unde I_{min} se obține [27] din raportul între viteza complexă și coeficientul de permeabilitate. Debitul de infiltrație la adîncimea t_{cf} obținut din relația 5.5 se va reduce la valoarea rezultată din

$$q_{ef} \cdot K \cdot I_{min} \text{ iar } I_{min} = \frac{h}{\pi l} \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{t}{l}\right)^2}} \tag{5.6 bis}$$

Relația este valabilă cînd se îndeplinește aproximativ condiția $t_{ef}/l \geq 3$.

Influența adîncimii și poziției unui voal de etanșare asupra subpresiunii pe talpa radierelor barajelor sau construcțiilor hidrotehnice se poate determina pe cale analitică [19]. Cazul stratului permeabil omogen și cu grosime nelimitată sub un radier prevăzut cu voal de adîncime se poate reduce prin analogie (teorema Schwartz-Cristoffel) la un radier fără ecran.

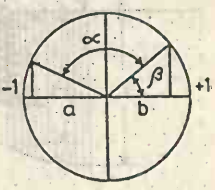


Fig. 5.18. —

Cu notațiile din fig. 5.18 și luînd în cercul unitar $a = \cos \alpha$ și $b = \cos \beta$ se obține distanța voalului de cele două margini ale radierului (fig. 5.19):

$$l_1 = 2 \cos \frac{\alpha}{2} \cos \frac{\beta}{2} = \sqrt{(1 + a)(1 + b)}$$

$$l_2 = 2 \sin \frac{\alpha}{2} \sin \frac{\beta}{2} = \sqrt{(1 - a)(1 - b)}$$

Notînd: $\frac{\alpha+\beta}{2}=s$ și $\frac{\alpha-\beta}{2}=d$

expresiile de mai sus devin:

$$l_1=\cos s+\cos d \text{ iar } l_2=\cos d-\cos s \tag{5.7}$$

$$l=l_1+l_2=2\cos d \text{ și } l_a=l_2-l_1=-2\cos s \tag{5.8}$$

iar adîncimea voalului $v=\sin s\cdot\sin d$

Pentru stabilirea valorilor reale, partea a doua a egalității se multiplică cu mărimea scării distanțelor. Subpresiunea pe radierul construcției hidrotehnice fără voalul de etanșare se poate determina din expresia (5.4):

$$\frac{\pi p}{h_1}=\text{arc cos } x,$$

unde x este abcisa în lungul radierului. În cazul prezenței voalului, subpresiunea este dată de relația

$$\frac{\pi p}{h_1}=\text{arc cos}\,(\cos s\cos d\pm\sqrt{\sin^2 s\cdot\sin^2 d+x^2}) \tag{5.9}$$

Semnul $\pm$ se adoptă după poziția relativă a lui x față de originea de coordonate. Reprezentarea acestei funcții arată (fig. 5.19) reducerea subpresiunii în dreptul voalului de etanșare cu valoarea dată de expresia

$$p=p_1-p_2=h\frac{\alpha-\beta}{\pi}=2\frac{h_1}{\pi}\cdot d$$

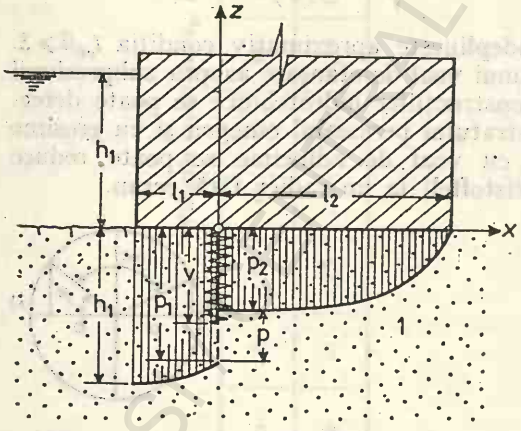


Fig. 5.19. Variația subpresiunii pe radierul unei construcții hidrotehnice:
1 — strat permeabil omogen și izotrop cu grosime foarte mare.

Din raportul $r=\frac{2v}{l}$ și pentru $m=\frac{\cos s}{\cos d}$ se deduce din (5.7 și 5.8) relația

$$r=2\frac{v}{l}=\frac{\sin s\sin d}{\cos d}=\sin s\,\text{tg}\,d=\text{tg}\,d\sqrt{1-\cos^2 s}=\text{tg}\,d\sqrt{1-m^2\cos^2 d} \tag{5.10}$$

care definește influența adîncimii voalului asupra mărimii subpresiunii.

Poziția voalului pe radierul fundației poate modifica valoarea subpresiunii. Astfel pentru o poziție a sa chiar la jumătatea radierului, din relațiile de mai sus se poate deduce [19]:

$$\frac{\cos d + \cos s}{\cos d} = 1 + \frac{\cos s}{\cos d} = 1 + \cos s \sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 d} =$$

$$= 1 + \cos s \sqrt{1 + \frac{r^2}{\sin^2 s}} \tag{5.11}$$

în care s-a înlocuit $\frac{1}{\cos d} = \sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 d}$ și $\operatorname{tg}^2 d = \frac{r^2}{\sin^2 s}$ din ecuațiile (5.9 și 5.10); s ia valori cuprinse între $\frac{\pi}{2}$ și π.

Variația subpresiunii este dată de raportul $r = 2\frac{v}{l}$ de mai sus pentru poziția respectivă a voalului pe radierul de fundație.

În cazul unui baraj cu voalul la piciorul amonte, cazul cel mai frecvent, $m = 1$ și raportul

$$r = 2\frac{v}{l} = \operatorname{tg} d \sqrt{1 - \cos^2 d} = \frac{\sin^2 d}{\cos^2 d} \tag{5.12}$$

iar reducerea de presiune în zona voalului se obține similar ca mai sus, din $p = 2\frac{h_1}{\pi} d$, care scade repede cînd raportul $\frac{l}{v}$ crește, dar rămîne totuși semnificativă.

Pentru cazul în care $r \leqslant l$ sau $v \leqslant \frac{l}{2}$,

$$r = \frac{1 - \cos^2 d}{\cos d}$$

și dezvoltînd în serie $1 - \cos d$, se ajunge la

$$\sin \frac{d}{2} = \sqrt{\frac{r}{4}} \sqrt{1 - \frac{r}{4} - \frac{r^3}{64} + \ldots}$$

iar cu $x = \sin \frac{d}{2}$ și $\frac{d}{2} = \operatorname{arc\,sin} x$,

$$\text{rezultă } d = \sqrt{r}\left(1 - \frac{r}{2} + \ldots\right)$$

și în expresia subpresiunii

$$p = \frac{2h_1}{\pi} \sqrt{\frac{2v}{l}} \left(1 - \frac{1}{12} \frac{2v}{l} + \ldots\right) \tag{5.13}$$

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru un voal de etanșare cu adîncimea de 0,1 l reducerea de presiune este

$$p \approx \frac{2}{\pi} \frac{h_1}{2{,}24} = 0{,}28\, h_1$$

iar pentru un voal cu adîncimea de 0,2 l, supresiunea $p = 0{,}39\, h_1$ și ajunge la aprox. 0,576 h_1, pentru 0,5 l. De notat că în cazul prezenței sub fundația

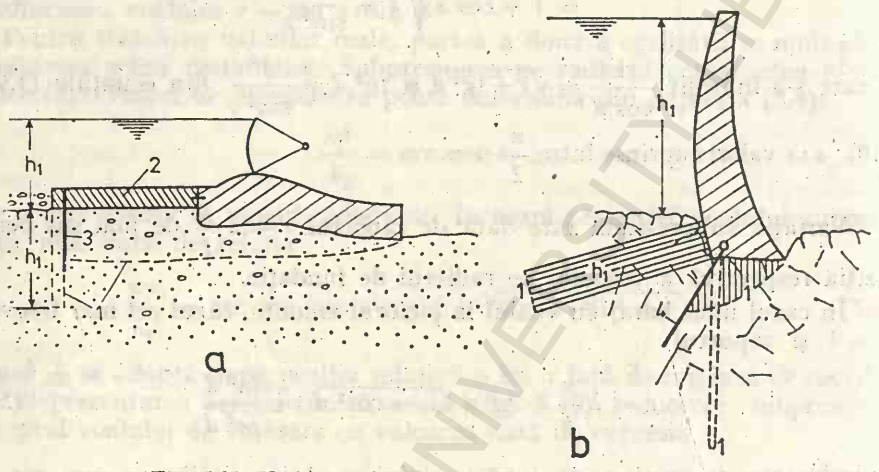


Fig. 5.20. Variația subpresiunii pe radierul unor baraje:
a — cu avant radier și ecran de etanșare; *b*— cu voal de etanșare prin injecții înclinat spre amonte; *1* — subpresiune; *2* — avantradier; *3* — ecran; *4* — voale.

construcției hidrotehnice a unor strate permeabile de grosime nelimitată nu este necesară o adîncire mare a voalului, fiindcă nu atrage o reducere corespunzătoare a permeabilității, dacă nu sînt și alte rațiuni pentru această adîncime (debit infiltrație, condiții geologice, antrenare de material etc.).

În cazul situării voalului la o anumită distanță de piciorul amonte, reducerea presiunii este mai mică, astfel că există interesul de a proiecta voalul cît mai aproape de piciorul amonte al radierului sau eventual în amonte, executîndu-l de pe un avant-radier (fig. 5.20 *a*) sau cu înclinare spre amonte (fig. 5.20 *b*).

Pentru o poziție a voalului în axa radierului ($l_1 = l_2$ și $m = 0$) rezultă

$$r = 2\,\frac{v}{l} = \operatorname{tg} d;\; d = \operatorname{arc\,tg}\, r = r - \frac{r^3}{3} + \ldots = 2\,\frac{v}{l}\left(1 - \frac{1}{3}\left(2\,\frac{v}{l}\right)^2 + \right.$$

$\left. - \ldots\right)$ obținem reducerea de presiune, din relația (5.9):

$$p = \frac{2h_1}{\pi}\, d \qquad (5.14)$$

Pentru un ecran cu adîncimea 0,1 l situat în axa radierului, relația conduce la $p \approx 0{,}13\, h_1$, iar pentru un ecran coborît pînă la 0,5 l, $p \approx 0{,}5\, h_1$.

În fig. 5.21. este reprezentată, după Mallet și Paquant, această variație a subpresiunii pentru diverse poziții ale ecranului de etanșare. Se remarcă creșterea subpresiunii totale pe fundație (suprafața delimitată de curba

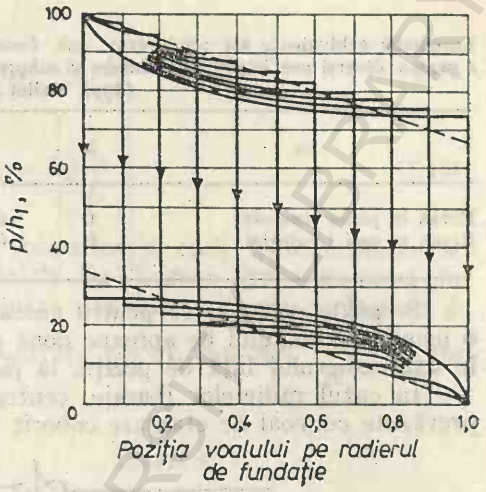


Fig. 5.21. Variația reducerii presiunii pe radierul unei construcții hidrotehnice pentru diverse poziții ale ecranului și pentru același raport între adîncimea ecranului și lățimea radierului (cu linie întreruptă distribuția subpresiunii după teoria variației lineare a lui Bleigh).

subpresiunii) cu cît poziția voalului se apropie de piciorul aval al radierului. Căderile cele mai mari de presiune în cuprinsul ecranului se produc pentru pozițiile extreme ale acestuia, la piciorul amonte sau aval. Din grafic se observă și o anumită diferență între valorile stabilite analitic și teoria lui Bleigh în care ecranul echivalează cu o lărgire a radierului corespunzătoare perimetrului $b + v$, în lungul căruia variația presiunii este lineară. Situația apare mai clar din tabelul 5.7, în care sînt calculate variațiile subpresiunii pentru diferite raporturi $\frac{v}{l}$ (pînă la $v/l = 0{,}50$) și pozițiile amonte și mediană ale ecranului.

Tabelul 5.7.

Reducerea de presiune în lungul ecranului unei construcții hidrotehnice pentru diverse raporturi între adîncimea ecranului (v) și lățimea radierului (l). Strat permeabil cu grosimea nelimitată (după Mallet și Paquant).

v/l	p/h_1	
	Ecran amonte (sau aval)	Ecran median
1/20	0,200	0,063
1/10	0,273	0,126
1,5/10	0,335	0,186
1/5	0,384	0,242
1/4	0,425	0,295
3/10	0,464	0,344
3,5/10	0,502	0,389
4/10	0,527	0,430
4,5/10	0,552	0,466
1/2	0,576	0,500

În tabelul 5,8 sînt date lungimile echivalente ale unui ecran prevăzut la piciorul amonte sau în axa unui radier.

BCU IAȘI / CENTRUL DE CARTE

Tabelul 5.8.

Lungimile echivalente ale unui ecran sub fundația unei construcții hidrotehnice de lățime l pentru diverși coeficienți de reducere a subpresiunii, în pozițiile amonte și în axa fundației (după Mallet și Paquant)

p/h	0	1/6	1/3	1/2
Ecran la picior amonte	0	0,034 l	0,144 l	0,353 l
Ecran în axa fundației	0	0,067 l	0,288 l	0,5 l

Se poate constata că pentru aceeași reducere de presiune este necesară o lungime a voalului de aproape două ori mai mare dacă acesta se plasează în axa radierului față de poziția la piciorul amonte.

În cazul radierelor (baraje, centrale hidroelectrice, diguri etanșe etc.) prevăzute cu voal de etanșare coborît pînă la roca impermeabilă, diagrama

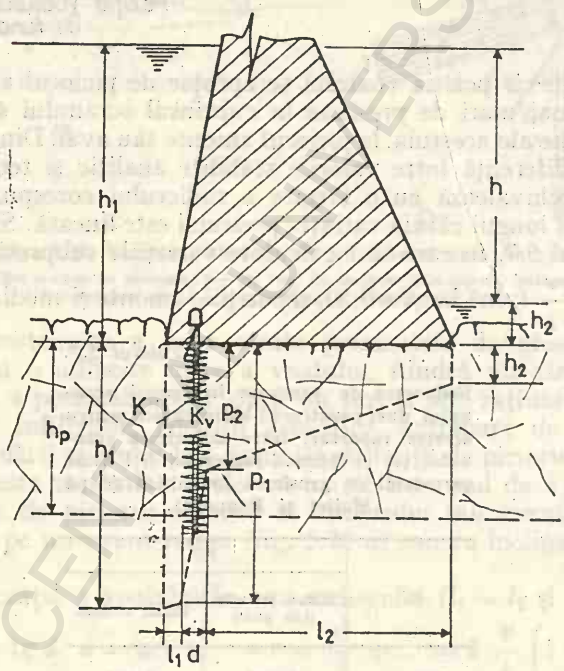


Fig. 5.22. Distribuția subpresiunilor după repartiția lineară (aproximativă) sub fundația unui baraj situat pe un strat permeabil omogen cu grosime finită:
h_p – adîncimea rocii impermeabile.

subpresiunii poate fi construită admițîndu-se aproximativ o distribuție lineară, iar pentru voal o cădere de presiune proporțională cu coeficienții de permeabilitate ai terenului K și voalului K_v[27]. Astfel lungimea virtuală l_v a radierului devine (fig. 5.22).

$$l_v = l_1 + d\frac{K}{K_v} + l_2$$

iar subpresiunile rezultă din:

$$p_1 = h_1 - (h_1 - h_2)\frac{l_1}{l_v} \tag{5.15}$$

$$p_2 = h_{av}(h_1 - h_2)\frac{l_2}{l_v} \tag{5.16}$$

Coeficienții de permeabilitate ai voalurilor și rocii înconjurătoare se determină prin pompaje experimentale de tip Lugeon (pe tronsoane) în în roci stîncoase cît și eventual, granulare necoezive. Pentru palplanșe și terenuri nisipoase, se pot lua în considerare pentru raportul $\frac{K}{K_v}$ valorile indicate în tabelul 5.9.

Tabelul 5.9.

Raporturile dintre coeficienții de permeabilitate ai pereților de palplanșe K și a unor terenuri nisipoase K_v (după Nedriga)

Natura terenului	Palplanșe metalice	Palplanșe de lemn bătute în bune condiții
	K/K_v	K/K_v
Nisipuri fine	400	60
Nisipuri grosiere	200	30

În concluzie se poate spune că voalurile și ecranele de etanșare au, de regulă, o influență favorabilă în reducerea subpresiunii pe fundația construcțiilor hidrotehnice. Dar sînt și numeroase cazuri în care efectul lor este redus, mai ales în rocile cu permeabilitate medie sau mică în care diferența între permeabilitatea terenului înconjurător și a unui voal sau ecran proiectat nu este semnificativă. În aceste cazuri realizarea unui sistem de drenaj eficace sau drenaj + voal (ecran) de etanșare este soluția prin care se poate realiza o reducere substanțială a subpresiunii. Totodată trebuie ținut seama de situația hidrogeologică și tectonică a amplasamentului care pot determina o modificare radicală a distribuției subpresiunii, ceea ce implică o adaptare în funcție de aceste caracteristici atît a adîncimii ecranului și drenajului cît și a poziției lor față de radierul fundației.

Debitele de infiltrație pe sub și prin ocolirea fundațiilor construcțiilor hidrotehnice. Se determină pe cale analitică, ca și în cazul subpresiunii, în condițiile unor strate omogene și izotrope. Datele de bază necesare — grosimea și permeabilitatea — se stabilesc prin studii hidrogeologice prealabile ale stratelor în care se proiectează ecranul de etanșare.

Pentru cazul unui strat omogen de mare grosime (fig. 5.23) debitul aproximativ poate fi calculat cu formulele

$$q = \frac{Kh}{\pi} \ln 2 \frac{t}{v} \tag{5.17}$$

sau

$$q = \frac{kH}{\pi} \ln \frac{t}{l_1 + l_2} \tag{5.18}$$

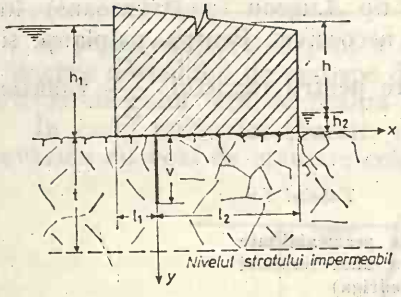


Fig. 5.23. Fundație prevăzută cu ecran (voal) așezată pe un strat permeabil de grosime t.

luîndu-se valoarea cea mai mare [27]. Relațiile sînt valabile dacă satisfac următoarele condiții:

$$t \geqslant 4v \text{ și } t \geqslant 2(l_1 + l_2)$$

În condițiile unui strat permeabil cu grosimea t limitată (fig. 5.24), debitul de infiltrație depinde de raportul dintre lățimea radierului construcției și grosimea stratului. Poziția ecranului pe radierul fundației influențează numai în mică măsură debitul de infiltrație, acesta scăzînd de la un maxim

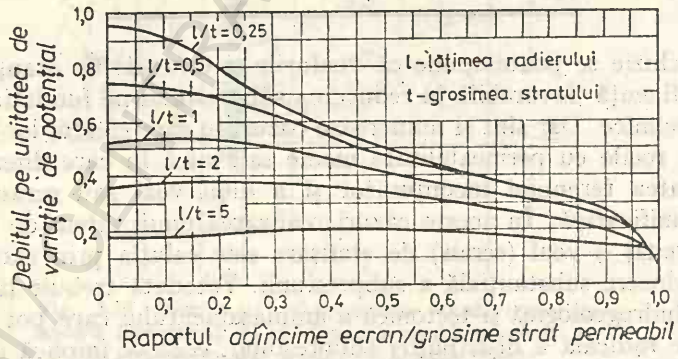


Fig. 5.24. Debitul de infiltrație sub fundația unei construcții hidrotehnice prevăzută cu ecran, în funcție de lățimea radierului și adîncimea ecranului. Strat de grosime finită (după Mallet, Paquant).

pentru poziția ecranului în axa radierului la o valoare minimă în cazul poziției ecranului la piciorul amonte.

Graficul din fig. 5.24 permite stabilirea debitului de infiltrație în funcție de adîncimea ecranului și lățimea radierului iar cel din fig. 5.25 serveste la determinarea debitului în cazul lipsei ecranului.

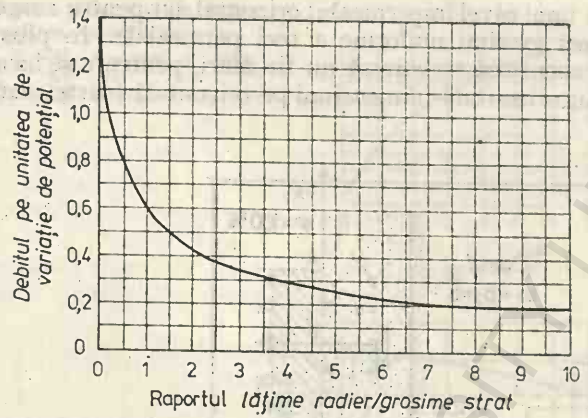


Fig. 5.25. Debitul de infiltrație sub fundația unei construcții hidrotehnice fără ecran. Strat de grosime finită (după Mallet și Paguant).

Se observă că dacă ecranul nu este încastrat în stratul impermeabil de bază, debitul de infiltrație se menține la valori apreciabile. La o adîncime a voalului de 90% din grosimea stratului permeabil, debitul se ridică încă cu peste 25% din mărimea lui fără ecran.

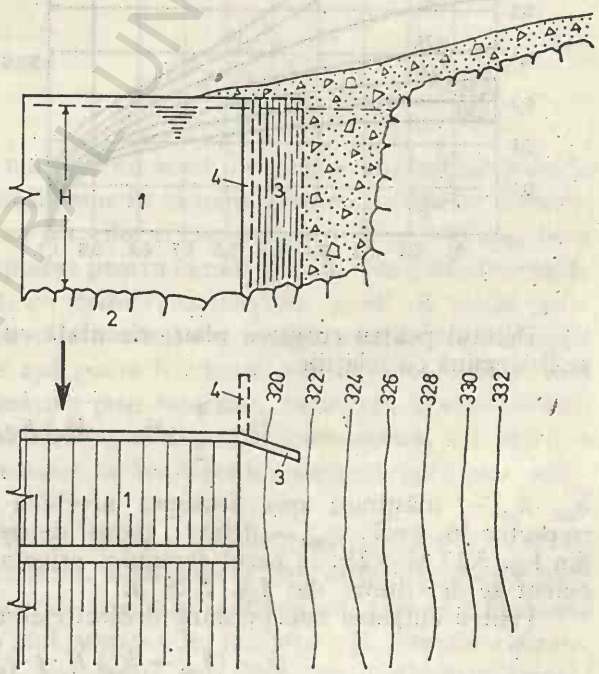


Fig. 5.26. Schemă pentru determinarea infiltrațiilor prin ocolirea unei construcții hidrotehnice:
1 — baraj; *2*—roca impermeabilă; *3* —ecran paralel; *4* — ecran paralel cu valea.

Pentru terenuri omogene și izotrope cu grosime limitată debitul infiltrațiilor Q ce se produc prin părțile laterale ale unei construcții hidrotehnice (fig. 5.26) și dimensionarea ecranelor în consecință se pot stabili analitic. Condițiile de calcul sînt stabilite dacă curgerea este cu nivel liber, în

cazul prezenței unui nivel impermeabil orizontal, iar pentru curgerea sub presiune în cazul unei grosimi uniforme a roci permeabile. În plus pantele suprafeței libere a curentului trebuie să nu fie mari, pentru a se încadra în curgerea cu mișcare plan orizontală (dimensiuni pe orizontală foarte mari față de verticală(12, 29).

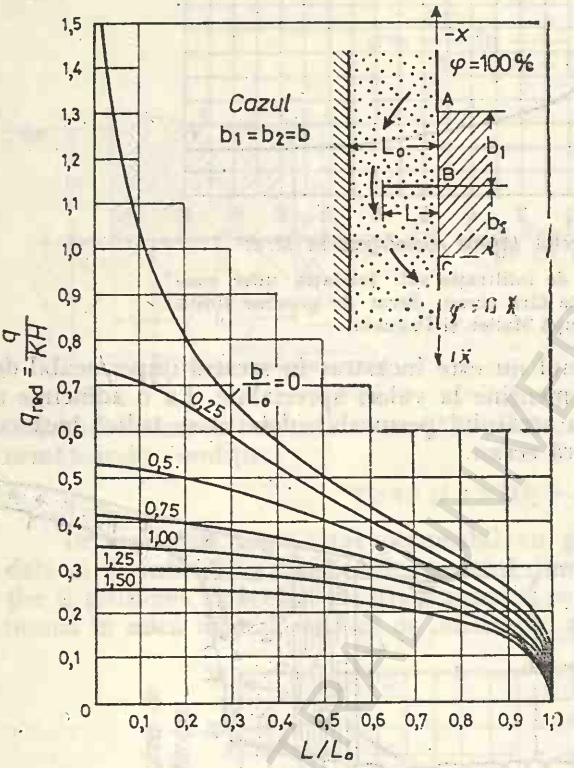


Fig. 5.27. Determinarea debitului de infiltrație prin ocolirea construcției. Cazul ecranului situat la 1/2 din lățimea radierului.

Debitul pentru curgerea plan orizontală cu nivel liber sau sub presiune se determină cu relațiile

$$Q = \frac{1}{2}(h_{am}^2 - h_{av}^2) K q_{red} \qquad (5.19)$$

h_{am}, h_{av} — înălțimea apei deasupra nivelului impermeabil în amonte și respectiv în aval; q_{red} — debitul redus determinat cu ajutorul graficelor din fig. 5.27 și 5.28; în cazul ecranului orientat longitudinal fața liniile de curent se determină din fig. 5.28 *a*.

Pentru curgerea sub presiune debitul este dat de relația

$$Q = (h_{am} - h_{av}) K \cdot t \cdot q_{red} \qquad (5.20)$$

în care t este grosimea stratului permeabil adiacent construcției (în cazul curgerii sub presiune), iar q_{red} se determină cu ajutorul graficelor din fig. 5.27 și fig. 5.28.

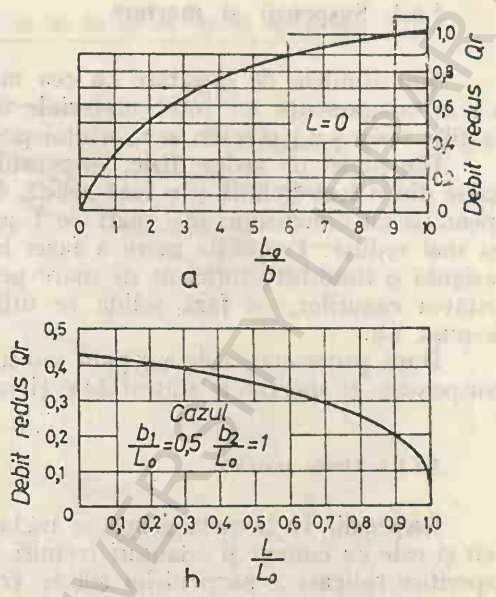


Fig. 5.28. Determinarea debitului de infiltrație prin ocolirea construcției:
a — cazul fără ecran ($L = 0$); *b* — cazul cu ecran $\left(h_1 = \frac{b_2}{2}\right)$.

5.6. Fluide de injectare

Într-o perioadă de mai mult de un secol, de cînd s au efectuat primele turnări de mortar și suspensii de ciment la mică presiune, a apărut o varietate largă de fluide de injectare a rocilor și construcțiilor. Diversificarea mare s-a produs în ce privește adaptarea pentru lucrări variate, pentru obținerea de fluide cu vîscozitate diferită, cu mare economicitate, astfel că astăzi practic se poate spune că orice teren permeabil sau semipermeabil de construcție precum și orice infiltrație de apă poate fi tratată prin injectarea unui fluid corespunzător. Scopurile urmărite prin injectare, reducerea permeabilității terenului (etanșare), creșterea rezistenței mecanice (consolidare) sau mărirea coeziunii, constituie criterii tehnice de bază pentru alegerea celui mai potrivit amestec de injectare.

Fluidele utilizabile pot fi clasificate după compoziție, după economicitate, timp de priză sau alte criterii. Vom prefera însă criteriul reologic, care oglindește mai bine capacitatea de injectare și penetrare. Cele mai frecvente fluide folosite în acest scop sînt suspensiile, mortarele și soluțiile chimice. La toate, apa este agentul de vehiculare sau intră într-o proporție importantă în componență. Introducîndu-se de regulă sub nivelul apei și avînd în compoziție un conținut ridicat de apă, fluidele de injectare sînt în mare parte hidrofile și miscibile cu apa.

5.6.1. Suspensii și mortare

Sînt fluidele de injectare cu cea mai largă utilizare, datorită faptului că în componența lor intră materiale ieftine și ușor de procurat (ciment, argilă, nisip ș.a.) precum și ușurinței preparării lor.

Din punct de vedere fizic, suspensiile de injectare sînt amestecuri compuse din o fază lichidă și o fază solidă. Faza solidă este constituită din suspensoizi cu dimensiuni mai mari de 1 μ și coloizi ale căror dimensiuni sînt și mai reduse. Proporția mare a fazei lichide, precum și unele adaosuri le asigură o fluiditate suficient de mare pentru a fi ușor pompabile. În majoritatea cazurilor, ca fază solidă se utilizează cimentul, argila, bentonita, cenușa ș.a.

După proprietatea de a separa sau nu apa din amestec sau fazele solide, suspensiile și mortarele sînt stabile și instabile.

5.6.1.1. Fluide instabile

Suspensii. În această grupă se includ atît suspensiile cu ciment simplu cît și cele cu ciment și adaosuri (cenuși, pulberi, diverse). Datorită greutății specifice ridicate a particulelor solide (2,4...3,1 g/cm^3 acestea au tendința de a sedimenta după legea lui Stockes.

Spre deosebire de suspensiile stabile, omogenitatea amestecului celor două faze se asigură pe cale mecanică, printr-o ușoară agitare și ea se menține numai pe durata malaxării sau a circulației turbulente a fluidului prin golurile rocii în care se injectează. Suspensiile se pot prepara în diluții foarte variate, avînd raportul apă/ciment (a/c) cuprins între 0,5 și 12. Curbele de separare a apei ale unor suspensii de ciment pentru diferite raporturi apă/ciment sînt prezentate în fig. 5.29.

Diametrul granulelor de ciment ce pot fi menținute în suspensie într-un amestec cu densitate γ și rigiditate ρ se poate calcula cu relația [8]

$$d = \frac{50\rho}{3 - \gamma}, \tag{5.21}$$

de unde pentru o suspensie cu $\gamma = 1{,}35$ g/cm^3 și $\rho = 0{,}03$ g/cm^2 rezultă $d = 0{,}9$ mm.

Cu cît finețea de măcinare este mai avansată crește conținutul în particule coloidale din suspensie și deci rigiditatea suspensii. Se reduce totodată tendința de segregare a fazelor. Rezultă de aici dublul interes de a folosi cimenturi cît mai fine, întrucît acestea sedimentează mai încet și au penetrabilitate sporită, crescînd omogenitatea rocii injectate. Curbele de separare a apei ale unor suspensii de ciment cu finețe de măcinare diferită (suprafața specifică 3 200...6 350 cm^2/g) și diverse raporturi a/c din fig. 5.30. indică un grad de stabilitate crescut al cimenturilor fine la raporturi a/c coborîte.

Cimenturile obișnuite sînt constituite din granule cu diametrul între 0,02 și 0,15 mm și au o suprafață specifică între 2500 și 3200 cm^2/g. Prin introducerea în apă, particulele își măresc volumul cu 15...20%, astfel că teoretic ele nu pătrund în fisuri sau goluri cu deschideri mai mici de 0,20 mm. În realitate, însă, utilizîndu-se presiuni de injectare mari fisurile sau golurile se deschid, eventual umplutura argiloasa este treptat spălată și golul este

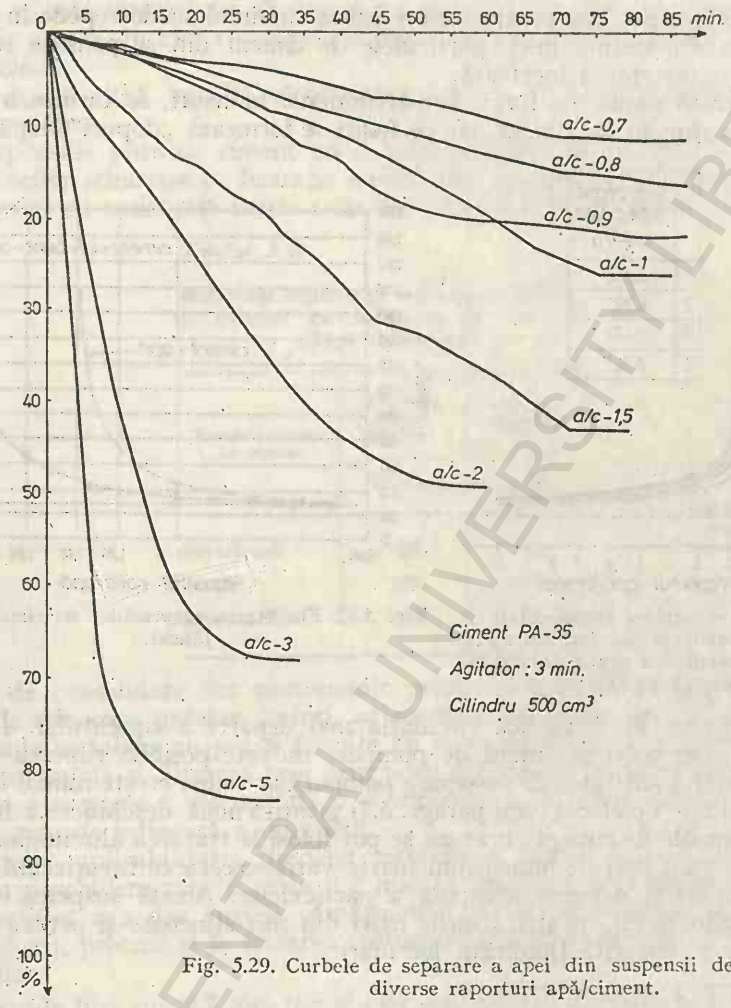
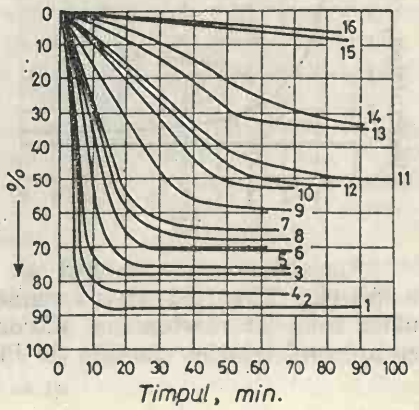


Fig. 5.29. Curbele de separare a apei din suspensii de ciment cu diverse raporturi apă/ciment.

Fig. 5.30. Curbele de separare a apei din suspensii de ciment cu diferite suprafețe specifice și raporturi *a/c* (după Plch).

cm²/g	a/c 8	4	2	1
3200	1	5	9	13
4390	2	6	10	14
5420	3	7	11	15
6350	4	8	12	16



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

umplut cu ciment. Dar pentru că presiunea fluidului scade repede în fisurile și porii cu dimensiuni mici, particulele de ciment din suspensiile instabile se depun și injectarea încetează.

Pe pereții găurii de foraj, la pătrunderea în fisuri, se formează „manșete" din sediment de ciment, iar pe fisuri se formează „dopuri" după regula

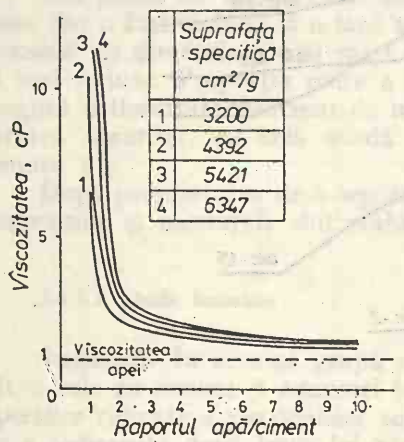


Fig. 5.31. Viscozitatea suspensiei de ciment în dependență de factorul *a/c* și suprafața specifică a granulelor de ciment (după Werfel).

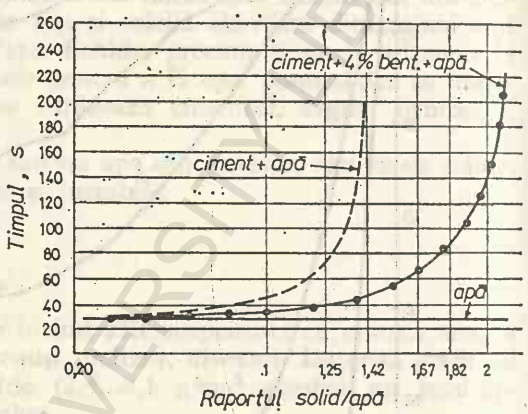


Fig. 5.32. Fluiditatea suspensiilor de ciment (după Jähde).

filtrului invers, ce împiedică circulația mai departe a cimentului. În acest caz oricît s-ar mări presiunea de pompare nu este posibilă ruperea dopului sau manșetei. Cantitatea de suspensie pompată ar putea crește numai la depășirea presiunii de clacaj (vezi paragr. 5.7) printr-o nouă deschidere a fisurilor.

Suspensiile de ciment curat nu se pot folosi la tratarea aluviunilor, deoarece acestea au pori de dimensiuni foarte variate, ceea ce favorizează formarea de dopuri și depunerea rapidă a particulelor. Aceste suspensii nu sînt corespunzătoare nici pentru fisurile mari din roci stîncoase și pentru aluviunile grosiere, datorită fluidității lor mari.

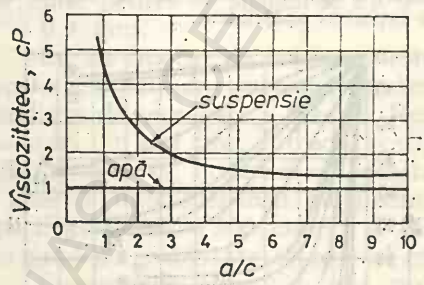


Fig. 5.33. Viscozitatea suspensiilor de ciment în funcție de raportul *a/c* (după Plch).

Amestecurile cu factorul *a/c* peste 2...3 au vîscozitatea apropiată de a apei (fig. 5.31, 5.32) și, în anumite condiții de presiune, se comportă asemănător fluidelor newtoniene. Vîscozitatea acestor suspensii poate fi obținută cu ajutorul relației stabilită de Plch [28] (vezi graficul din fig. 5.33):

$$\eta s = \eta a(1 + 4{,}5\ s)$$

în care: η_s este vîscozitatea dinamică a suspensiei, în cP; η_a — vîscozitatea dinamică a apei, în cP; s — raportul dintre volumul fazei solide și volumul fazei lichide.

Pentru $s = 0{,}5$, rezultă vîscozitatea de ≈ 3 cP, corespunzător datelor experimentale.

Suspensiile pure de ciment au o largă utilizare la injectări de consolidare a rocilor stîncoase cu fisurație medie. Din aceste suspensii poate rezulta un material cu rezistență foarte ridicată (tabelul 5.10) corespunzător pentru

Tabelul 5.10.

Rezistențe obținute pe sediment de ciment în coloană cu lungimea de *150* cm (după Cambefort)

Poziția probelor în coloană	suspensie agitată normal	suspensie reagitată
	Rezistențele în kg/cm²	
superioară	85	115
medie	150	160
inferioară	200	195

lucrări de consolidare dar neeconomic pentru injecții de impermeabilizare. În rocile stîncoase poroase (tufuri, aglomerate vulcanice, lave etc.) fisurate, suspensiile instabile nu pot fi folosite cu bune rezultate, din cauză că sedimentarea rapidă și filtrarea apei prin porii din pereții fisurilor sau golurilor, produce o creștere a vîscozității și o „dopare" a fisurilor, micșorînd considerabil raza de influență a injectării.

Așadar, aplicabilitatea fluidelor instabile se limitează la injectarea fisurilor cu deschidere medie peste 0,2 mm, a micilor goluri de sub fundația construcțiilor sau din spatele cămășuielilor de beton (injecții de legătură-consolidare), precum și la tratarea rosturilor definitive sau de lucru ale construcțiilor.

Fisurile fine sub 0,2 mm (nu și cele foarte fine). din roci sau din corpul construcțiilor, în care pătrunderea granulelor prea mari ale cimenturilor normale este împiedicată de formarea dopurilor, pot fi tratate prin injectarea de cimenturi fine și foarte fine cu particule sub 0,08 mm. Suprafața specifică a unor astfel de cimenturi ajunge pînă la 7500 cm²/g. Suspensiile preparate cu astfel de cimenturi se caracterizează prin proprietăți reologice favorabile. Încercări de laborator efectuate de Papadakis [24] pe amestecuri cu diverse valori ale raportului a/c indică o mărime a stabilității acestor cimenturi odată cu creșterea suprafeței lor specifice (fig. 5.34). La un raport $a/c > 2$ viscozitatea suspensiilor cu cimenturi foarte fine se menține la valori scăzute (2...3 cP) față de cimenturile normale (fig. 5.31), de unde necesitatea ca injectarea fisurilor fine să se facă cu amestecuri relativ diluate. Pentru a împiedica tendința de aglomerare a particulelor coloidale și precoloidale, este necesară o foarte bună malaxare a amestecului, pentru a asigura penetrabilitatea fracțiunii fine de ciment.

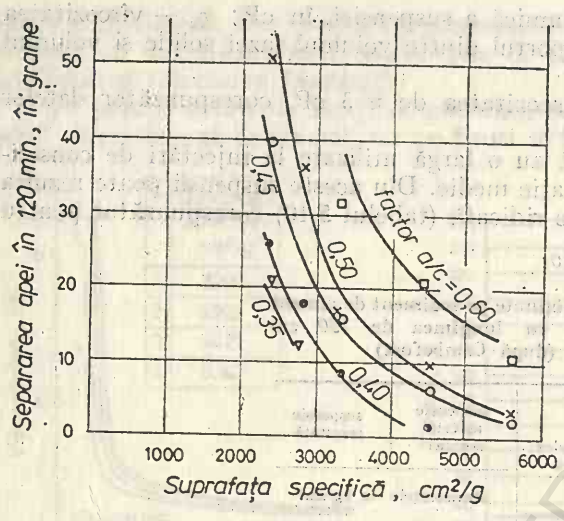


Fig. 5.34. Stabilitatea suspensiilor de ciment în funcție de suprafața sa specifică.

Din același motiv, aceste cimenturi trebuie ferite de hidratare.

Înlocuitori parțiali de ciment. În cazul fisurilor grosiere, a golurilor fără circulație de apă sau chiar al fisurilor medii cu absorbție mare nu este indicată utilizarea cimentului curat în suspensie; în aceste condiții, pe lîngă ciment, în soluție se introduc și înlocuitori de ciment. Cei mai indicați înlocuitori de ciment sînt argilele (care vor fi discutate mai departe), cenușa de la centralele termice, zgura de furnal, praful de calcar, diatomita, puzzolanele, nisipul fin etc. Aceste materiale trebuie să aibă granulozitatea și greutatea specifică apropiate de ale cimentului, pentru a nu fi supuse segregării (separării) din suspensie și să fie ușor pompabile. Zgura de furnale, puzzolanele și uneori cenușile se macină odată cu clinkerul. Datorită greutății volumice mai reduse a acestor înlocuitori (2,2...2,5 g/cm³ față de cca 3 g/cm³ la ciment), introducerea lor în suspensii diluate cu raportul $a/c > 2$ atrage o tendință de segregare la viteze de circulație reduse. De aceea întrebuințarea lor este indicată în roci cu fisurație grosieră sau afectate de carst, pentru umplerea unor goluri și fisuri mari de sub fundațiile construcțiilor și din corpul acestora în spatele cămășuielilor de beton ale galeriilor și tunelelor, sub formă de fluide cu raportul $a/c \leqslant 1{,}5$. Din cauza fluidității, miscibilității cu apa și tendinței de segregare, utilizarea acestor materiale nu este totdeauna eficace în cazul cînd se dorește limitarea pătrunderii lor numai la un volum anumit de rocă (ex. voaluri de etanșare, fundații de dimensiuni mici) sau în prezența unei curgeri de apă.

În aceste situații se folosesc suspensii stabilizate obținute prin malaxare în instalații de mare turbulență, cu adaosuri chimice și de bentonită și o măcinare avansată pentru obținerea unor fracțiuni fine din acești înlocuitori.

Încercări de laborator efectuate de Papadakis pe suspensii de ciment cu adaosuri de cenușă de mare finețe (6000 cm²/g) sau de zgură cu un raport apă/solid redus (0,4...0,6) conduc la următoarele constatări:

1. În cazul suspensiilor cu cenușă fină, pentru același factor apă/solid, stabilitatea suspensiei crește (fig. 5.35), iar fluiditatea scade (fig. 5.36 și 5.37) în raport cu cantitatea de cenușă folosită. Determinările s-au făcut pentru

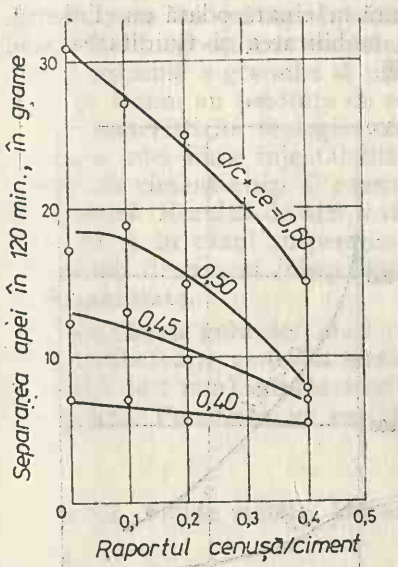


Fig. 5.35. Curbele de separare a apei din suspensii de ciment + cenușă pentru diverse raporturi apă/solid și cenușă/ciment.

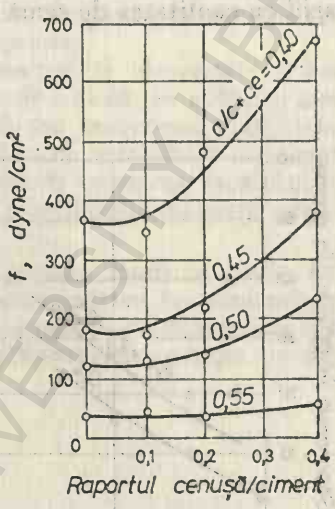


Fig. 5.36. Variația rezistenței de forfecare a unor suspensii de ciment + cenușă pentru diverse raporturi apă/ciment + cenușă.

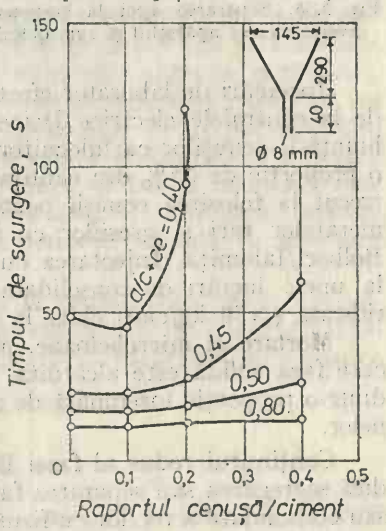


Fig. 5.37. Variația timpului de scurgere a unor suspensii de ciment + cenușă pentru diverși factori apă/solid și cenușă/ciment.

un raport cenușă/ciment pînă la 0,4. Fluiditatea scade cînd procentul de adaos depășește 10% din cantitatea de ciment și factorul *a/s* este mai mic de 0,6. Stabilitatea fluidului crește dacă se folosesc cenuși de mare finețe (6000 cm²/g); utilizarea cenușilor obișnuite, cu finețea asemă-

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITATEA "GHEORGHE ASACHI" DIN IAȘI

nătoare cimentului sau mai grosiere, face necesară stabilizarea suspensiei pe cale mecanică sau chimică dacă rocile în care se injectează au o permeabilitate medie.

2. În cazul suspensiilor de ciment cu zgură măcinată odată cu clinkerul, pentru același ciment și același factor *a/c*, stabilitatea și fluiditatea scad rapid cu cantitatea de zgură (fig. 5.38 și 5.39).

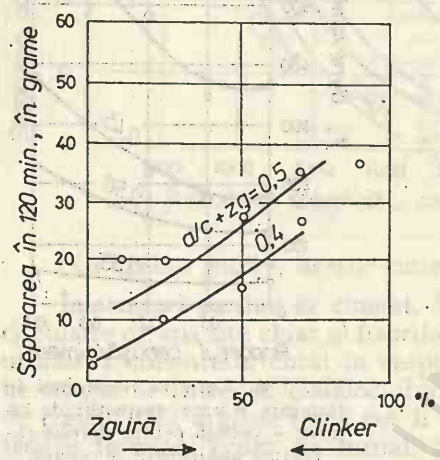


Fig. 5.38. Separarea apei la suspensii cu diverși factori apă/solid și zgură/clinker.

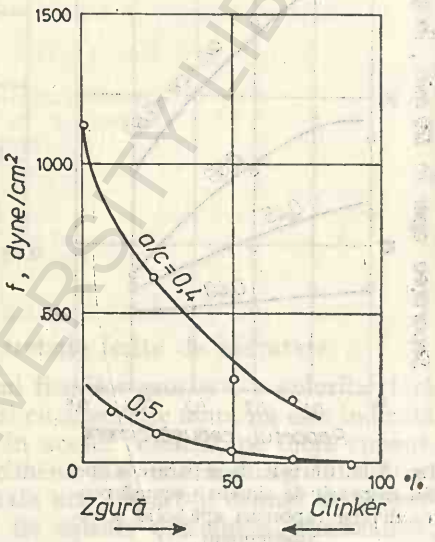


Fig. 5.39. Variația rezistenței la forfecare cu raportul zură/clinker.

Încercări de laborator efectuate de I.C.H. București pe cenuși provenite de la centralele electrice Doicești și Ișalnița au confirmat utilitatea întrebuințării cenușilor ca înlocuitori de ciment în suspensii de injectare pînă la o proporție de 35% din cantitatea de ciment. Pe baza acestor rezultate s-a trecut la folosirea cenușii pentru injectarea de impermeabilizare a conglomeratelor tari și gresiilor cu fisuri grosiere din amplasamentul barajului Bolboci/Ialomița. Injectarea cu astfel de suspensii va putea fi aplicată și la unele lucrări de consolidare avînd în vedere rezistența mecanică încă ridicată (≥ 30 kg/cm²) chiar la vîrstă mică (7 zile).

Mortare și microbetoane. Mortarele și microbetoanele sînt suspensii în care faza solidă este alcătuită, în afară de liant (de obicei ciment, var), și dintr-o proporție însemnată de nisip sau pietriș mărunt în cazul microbetoanelor.

Conținutul redus al fazei lichide conferă mortarelor fluiditate și împiedică segregarea sau separarea fazelor. Sînt folosite pentru injecții de umplere sau consolidare a rocilor cu fisuri și goluri mari. Cantitatea de nisip și ciment se stabilește în funcție de scopul urmărit. Pentru umplerea golurilor, raportul nisip/ciment poate ajunge pînă la 3. Dacă distanța orizontală de pompare este mare, mortarul va trebui să aibă stabilitate mai ridicată, deci un raport *n/c* mai scăzut. Pentru lucrări de consolidare raportul *n/c* va fi 1...2, iar raportul $a/c \leqslant 0{,}6$. Acest raport, împreună cu calitatea cimentului, determină

în mare măsură rezistența finală a mortarului. Valori mai mari de 100 kg/cm² se obțin pentru factori $a/c \leqslant 0{,}6$ și $a/s \leqslant 0{,}25$, în cazul cimenturilor cu marca peste 350 și vîrstă de 7 zile.

În ceea ce privește granulația, Papadakis recomandă ca maximum 10...15% din greutatea nisipului să cuprindă granule sub 200 μ iar dimensiunea maximă a granulei să nu depășească 2 mm. Nisipurile cu granule mai mari de 2 mm au tendința de segregare din suspensie.

Caracteristicile reologice de stabilitate crescută și vîscozitate redusă necesare unei bune injectabilități a suspensiilor de ciment, se aplică și mortarelor de ciment nisip. O cantitate prea mare de apă micșorează stabilitatea mortarului. Rezultă de aici marele avantaj al folosirii mortarelor stabilizate care, ca și în cazul suspensiilor stabilizate, permite creșterea cantității de înlocuitori de ciment (nisip, argilă, cenușe, etc) păstrîndu-le totodată o bună penetrabilitate.

Umplerea golurilor mari (caverne, canale carstice mari) se poate face cu microbetoane, care sînt mortare cu nisip și pietriș mărunt (cu dimensiunea maximă de 5 mm) sau chiar cu betoane în care agregatul are dimensiuni pînă la 15 mm. Pomparea lor necesită, ca și în cazul mortarelor, pompe speciale.

5.6.2. Fluide stabile. Suspensii.

Neajunsurile pe care le prezintă fluidele de injectare instabile (sedimentare rapidă, fluiditate mare, antrenare în curentul de apă, modul de elasticitate prea mare față de roca înconjurătoare, cost relativ ridicat etc.) au condus la necesitatea de a se utiliza suspensii stabilizate, care fie că au în compoziția fazei solide un conținut ridicat de particule coloidale sau precoloidale, fie că au diluate în fața lichidă adaosuri de substanțe chimice peptizante. Datorită acestora fluidele numite stabile au caracter tixotropic, ceea ce are ca efect oprirea sau reducerea sedimentării granulelor în timpul pompării lor sau cînd fluidul a încetat să mai curgă. Suspensiile stabile pot fi injectate în rocile permeabile în cantități teoretic nelimitate și numai limitarea cantității introduse sau a presiunii poate opri injectarea. O stabilitate absolută a suspensiei este necesară, de fapt, numai în perioada inițială de injectare (circa 2 ore).

Suspensiile stabile dau rezultate bune și la consolidarea rocilor necoezive, la care folosirea suspensiilor instabile de ciment nu dă rezultate. Suspensiile stabilizate sînt fluide vîscoplastice ale căror caracteristici reologice sînt reflectate de legea lui Bingham:

$$\tau = \eta \frac{dv}{dx} + \tau_0$$

unde η este coeficientul de viscozitate, iar τ — pragul de forfecare (efortul la care încep deformațiile).

Pentru a injecta un fluid stabilizat în roci permeabile este necesară o presiune a cărei mărime depinde atît de caracteristicile reologice (η, τ) ale fluidului cît și de mărimea porozității care condiționează viteza reală. Caron și Cambefort (1970), folosind bile de diverse dimensiuni, au determinat

relația pentru obținerea gradientului minim de presiune $\left(\frac{p}{l}\right)$, care inițiază curgerea fluidelor binghamiane în roci necoezive rulate:

$$\frac{p}{l} = \tau_0 a(1 - n)$$

unde a este suprafața specifică a rocii necoezive iar n — porozitatea rocii.

Presiunea de pompare a suspensiilor stabile depinde de o serie de factori printre care viscozitatea, variația în timp a permeabilității rocilor, condiția geometrică de penetrabilitate.

Viscozitatea este dependentă la rîndul ei de numeroși factori. Conținutul în coloizi mărește viscozitatea fluidului. În cazul suspensiilor instabile creșterea fineței de măcinare a cimentului (fig. 5.31) atrage o sporire a viscozității aparente; la suspensiile stabile acest lucru se obține prin adaosuri de argile fine. Bentonitele utilizate în fluidele de ciment-bentonită + argilă sînt cu atît mai active cu cît finețea și în general capacitatea lor de absorbție este mai ridicată. Ca și în cazul fluidelor de foraj, ele măresc vîscozitatea, stabilitatea, tixotropia și pragul de forfecare. Natura mineralogică a arg lelor folosite și caracteristicile celorlalți suspensoizi contribuie și ele la modificarea viscozității amestecului. Argilele și bentonitele alcaline illite, beidelite — sînt mai active decît caolinitele. Unele pulberi silicioase extrem de fine, cum sînt kieselgurul, făina de piatră, silicioasă, diatomita etc., în proporții reduse (0,5...1 %) se folosesc ca adaosuri fluidifiante (ex. alfesilul) la amestecuri de injectare foarte vîrscoase. Același efect de reducere a viscozității îl are și adaosul de nisip în mortarele de injectare cu factori apă/solid sau apă/ciment foarte scăzuți. O clasă specială de agenți chimici o constituie defloculanții (peptizanții) și fluidifianții care, introduși în proporții de 0,5...1 %, determină, în funcție de natura argilelor sau cimentului, reducerea considerabilă a viscozității. Din această clasă menționăm fosfații și carbonatul de sodiu. Pe de altă parte, agenții floculanți (coagulanți), cum sînt clorura de calciu și silicatul de sodiu, au efect invers, adică măresc viscozitatea amestecului.

Alți factori ce influențează viscozitatea fluidului și deci presiunea de pompare sînt viteza de deplasare a fluidului prin conducte și prin porii rocilor precum și timpul de injectare. Cu cît viteza crește, viscozitatea aparentă scade, ceea ce este favorabil pentru injecțiile în roci cu absorbții mari și defavorabil pentru cele care se execută în roci cu permeabilitate redusă unde este indicat un fluid cu viscozitate foarte mică. Totodată timpul atrage o mărire a viscozității și rigidității amestecului.

Reducerea porozității rocilor și/sau creșterea granulozității suspensoizilor din amestec prin floculare determină în terenurile cu porozitate medie și fină o sporire a presiunii de injectare dacă debitul de pompare rămîne constant.

Dacă se introduc în suspensii granule cu diametrul apropiat sau mai mare decît cel al porilor sau fisurilor, condiția geometrică de penetrabilitate ca și regulile filtrelor inverse împiedică pătrunderea dacă presiunea nu este suficient de mare (echivalentă cu presiunea critică de fisurare) pentru a permite deformarea corespunzătoare a porilor sau fisurilor.

Dintre fluidele de injectare, cea mai largă utilizare, atît pentru roci stîncoase cît pentru aluvii grosiere, o au suspensiile stabile, materialele de bază pentru prepararea lor fiind ieftine (argilă sau betonită și ciment).

Principalele tipuri de suspensii stabile sînt: 1) suspensiile de ciment activate; 2) suspensiile de ciment cu adaosuri stabilizatoare; 3) suspensiile cu argilă preponderentă; 4) mortare stabilizate din argilă-ciment nisip.

Suspensiile de ciment (+ argilă) activate. Experiența activării sau dispersiei suspensiilor de ciment sau ciment argilă, de care ne vom ocupa mai departe, a fost inițial obținută din tehnicile preparării noroaielor argiloase de foraj. Astfel au fost cunoscute de mult timp cele trei procedee de activare a suspensiilor argiloase care sînt aplicate într-un mod adecvat pentru pregătirea suspensiilor injectabile: activarea chimică, adică utilizarea de mici cantități de produse chimice stabilizatoare sau fizico-chimică; activarea mecanică, folosită de sondori la trecerea repetată a noroiului sub presiune prin duze de diametru mic (pușcă); activarea termică întîlnită la fluidele cu argile a forajelor adînci lucrînd la temperaturi ridicate.

Activarea chimică și fizico-chimică. Adăugarea în suspensiile de ciment (± argilă) cu un factor *a/c* scăzut (în general mai mic de 1) a unor substanțe chimice avînd efect de dispersie a particulelor coloidale sau precoloidale, atrage reducerea sau oprirea sedimentării coloizilor și reduce viteza de depunere a particulelor mai mari, datorită absorbției superficiale și încărcării cu sarcini electro-chimice unipolare a acestora. Astfel de agenți defloculanți sau peptizanți sînt: pirofosfatul de sodiu, fosfații mono- și poli-sodici, silicatul și metasilicatul de sodiu, hidratul și carbonatul de sodiu, tanatul de sodiu etc. Ei acționează ca reducători de vîscozitate (fig. 5.40) și /sau rigiditate și pot influența debitul de injectare. Fiecare din ei trebuie însă testați sistematic în laborator și în condiții de șantier (materiale, apă etc.), întrucît efectul lor se modifică mult în funcție de dozaj, natura argilei și modul de prepa-

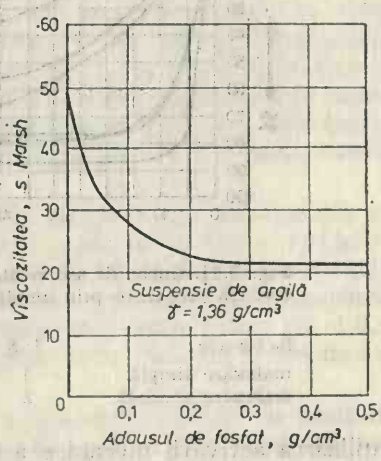


Fig. 5.40. Influența adaosului de pirofosfat tetrasodic asupra reducerii viscozității unei suspensii de argilă.

rare. Un efect de reducere a vîscozității, oferind deci posibilitatea folosirii unor suspensii cu factor *a/c* mic, au agenții plastifianți (fluidifianți), folosiți și la fluidizarea betoanelor. Dintre aceștia menționăm lignosulfonatul de sodiu, naftenatul de sodiu, lignina ș.a.

Unii dintre acești agenți chimici pot reduce viscozitatea și rigiditatea, alții numai una din aceste caracteristici, iar alții le pot majora pe ambele. În funcție de scopul urmărit, ultimii vor fi în general evitați.

Este de menționat totodată și activarea fizico-chimică realizată prin adaosul combinat de pulberi coloidale (bentonită, praf de piatră foarte fină, diatomită etc.) și aditivi chimici la suspensii de ciment cu factor *a/c* de 0,8 sau mai mic.

Activarea mecanică. S-a arătat mai înainte că suspensiile de ciment și cele de ciment — argilă fără adaosuri chimice sau bentonite sînt instabile și că utilizarea lor din această cauză este limitată numai la injectarea fisurilor medii. Pomparea fluidelor argiloase de foraj (suspensii) prin orificii înguste a permis să se observe o creștere a stabilității acestora. Aplicînd acest fenomen la prepararea suspensiilor injectabile prin crearea unui regim de mare turbulență în malaxoare speciale sau turboagitatoare (cu turații de circa 1500 rot/min sau mai mult), se obține o stabilizare pronunțată a lor. Este ceea ce s-a numit la început suspensii tip „collgrout" (colcrete) sau coloidale, folosite și la prepararea betoanelor colcrete (obținute prin injectarea agregatelor).

Fenomenul este complex. Prin agitarea violentă și frecarea între particule se produce o desfacere a părții superficial hidratată, crescînd astfel conținutul de particule coloidale și subcoloidale și deci viscozitatea și rigiditatea suspensiei. În același timp hidratarea se accelerează, iar frecarea între granule și forfecarea violentă a fluidului plastic provoacă creșterea temperaturii amestecului. Efectul este remarcabil (fig. 5.41) astfel că acualmente

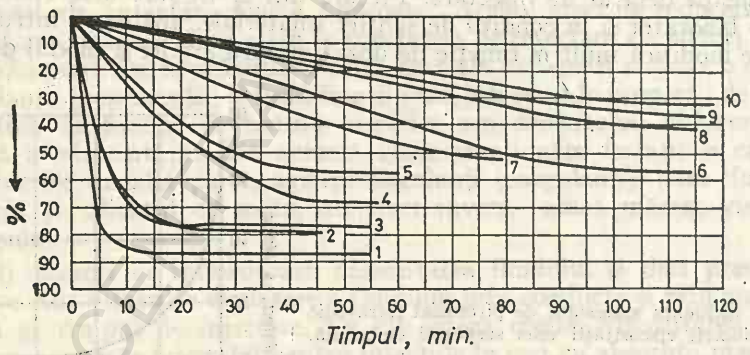


Fig. 5.41. Curbe de sedimentare a suspensiilor de ciment cu diferiți factori c/a preparate prin simplă malaxare în laborator și în malaxor special (după Werfel)

factor c/a:	1: 8	1: 4	1: 2	1: 1,5	1: 1
malaxare simplă	1	3	6	8	9
malaxare specială	2	4	5	7	10

utilizarea activării mecanice a intrat în practica curentă. Ea se aplică atît suspensiilor cu ciment cît și celor cu ciment-argilă sau bentonită la care efectul este mai semnificativ.

Activarea mecanică este însoțită de obicei și de creșterea rezistenței mecanice (ceea ce nu se întîmplă totdeauna prin activarea pur chimică sau fizico-chimică). Aceasta face posibilă pe de o parte reducerea consumului

de ciment iar pe de altă parte folosirea în proporții mult mai mari a înlocuitorilor de ciment (cenușă de centrală termică, argilă, praf de calcar etc.) pentru obținerea unor fluide cu penetrabilitate sporită.

Activarea termică. S-a observat că prelungirea amestecării cimentului în regim de mare turbulență are ca efect o creștere substanțială a temperaturii amestecului, datorită frecării granulelor și forfecării fluidului. Cercetări efectuate prin încălzirea suspensiei de ciment [8] au arătat că o creștere a temperaturii determină creșterea vîscozității și rigidității suspensiei, încetinind sau împiedicînd separarea fazelor. Temperatura la care se produce accelerarea hidratării cimentului și creșterea vîscozității fluidului este de 30...50°C. Această condiție este greu de obținut pentru volume mari de suspensie, din care cauză procedeul se aplică mai ales în timpul verii sau în țările calde, unde apa ajunge la temperaturi de circa 30° pe cale naturală.

* * *

Suspensiile de ciment activate cu sau fără adaos redus de argilă dau prin urmare un material cu rezistențe pînă la 150 kg/cm² pentru factori *a/c* mici, fiind utilizabile la lucrări de consolidare în roci cu fisuri sau goluri medii și mici fără infiltrații importante de apă. Pot fi folosite și la umplerea golurilor mari, însă costul lor ridicat nu justifică aceasta decît în cazuri speciale.

Pentru lucrări de etanșare-consolidare obișnuite, vor fi întrebuințate suspensii stabile de argilă-ciment. conținînd argilă în proporții mai mari sau mai mici, după efectul urmărit.

Suspensii stabile de ciment-argilă, argilă-ciment sau argilă. Influența adaosului de argilă în suspensiile de ciment este variată, fapt care a permis extinderea lucrărilor de injecții la o gamă largă de utilizări. Argila modifică atît proprietățile reologice ale suspensiei cît și pe cele de rezistență ale sedimentului, conținutul de argilă putînd fi reglat în concordanță cu tipul lucrării.

În cazul consolidărilor cimentul trebuie să fie preponderent, în timp ce la etanșări argila este preponderentă. Cunoașterea comportării suspensiilor de argilă-ciment a făcut posibilă utilizarea lor și la etanșarea sau consolidarea pietrișurilor, bolovănișurilor și altor roci necoesive cu granulație mare. Acest lucru a permis construirea de mari baraje pe terenuri aluvionare foarte groase (Serre-Ponçon, Mattmark, Assuan etc.) și executarea de galerii, tunele și metrouri în roci foarte permeabile.

Proprietățile reologice ale suspensiilor de ciment-argilă (bentonită) au fost studiate inițial de Papadakis (1955) pentru fluide cu factor apă/solid de 0,3...0,55 și un adaos de argilă fină de 1...10% din greutatea cimentului. Din fig. 5.42...5.45 se poate observa că adaosurile de acest fel în suspensie măresc atît viscozitatea cît și rigiditatea amestecului pentru factori $a/s < 0{,}4$. La amestecuri cu factorul $a/s > 0{,}4$ creșterea este mai puțin însemnată pentru adaosuri de argilă pînă la 10%.

În cazul utilizării bentonitei, datorită conținutului ridicat de fracțiuni coloidale, influența asupra vîscozității și mai ales asupra rigidității este mai pronunțată chiar cînd factorul *a/c* este de 0,55. Obținerea unei viscozități și rigidități convenabile pentru suspensii cu factor *a/c* mai mari poate fi realizată prin creșterea proporției de argilă pînă la egalarea sau depășirea proporției de ciment, iar în cazul unor luturi slab argiloase prin completarea părții coloidale cu un adaos redus de bentonită. Se obține astfel un

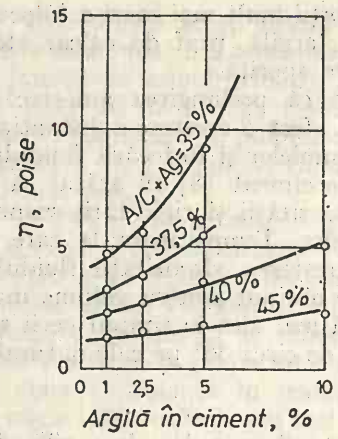


Fig. 5.42. Influența argilei asupra viscozității unei suspensii de ciment cu adaos de argilă avînd conținut în apă constant.

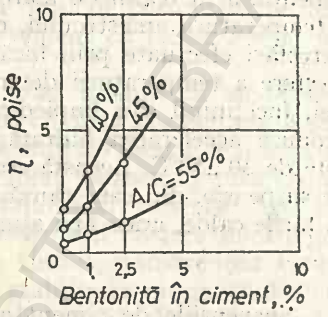


Fig. 5.43. Influența bentonitei asupra viscozității unei suspensii de ciment cu adaos de bentonită avînd conținut în apă constant.

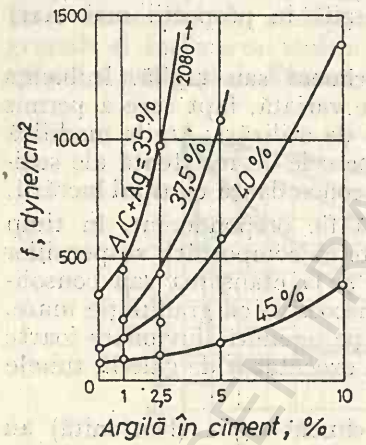


Fig. 5.44. Influența adaosului de argilă asupra pragului de forfecare al unei suspensii de ciment cu adaos de argilă avînd conținut în apă constant.

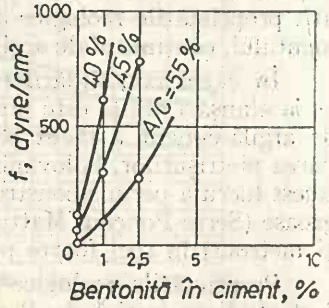


Fig. 5.45. Influența adaosului de bentonită asupra pragului de forfecare al unei suspensii de ciment cu adaos de bentonită avînd conținut în apă constant.

fluid ieftin (conținut redus de ciment), cu aplicabilitate extinsă, care uneori se poate folosi la injectări sub curent de apă. Utilizarea exclusivă ca adaos a bentonitei în suspensia de ciment ar conduce la reducerea notabilă a rezistenței și la creșterea costului amestecului.

Viscozitatea și rigiditatea fluidelor de injectare din această categorie cresc în timp, datorită prizei cimentului. Creșterea este însă lentă dar suficientă pentru perioadele obișnuite de injectare. Această caracteristică le

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

deosebește de fluidele plastice (binghamiene) cunoscute, cum sînt unele suspensii injectabile de argilă sau fluidele argiloase de foraj. Argila are ca efect și o întîrziere a timpului de începere a prizei și întăririi, ceea ce nu afectează însă stabilitatea în apă a amestecului atunci cînd tixotropia și rigiditatea acestuia sînt adecvate.

Un adaos de argilă sau bentonită în proporție ce depășește aproximativ 5% conduce la o anumită reducere a rezistenței sedimentului; adaosuri reduse de bentonită (sub 5%) nu produc scăderea rezistenței suspensiilor de ciment. Încercări efectuate de Daxelhofer cu bentonită 2% și 4% folosind amestecuri cu raportul ciment/apă = 1...2 (tabelul 5.11 și 5.12) au prezen-

Tabelul 5.11.

Rezistența sedimentului de ciment. Suspensie cu 2% bentonită (după Daxelhofer)

Raportul ciment/apă	Afundarea eprubetei cm	Decantare %	Rezistența la compresiune	
			la 7 zile kg/cm²	la 28 zile kg/cm²
1	10,4	7,0	30	54
1,1	10,1	4,0	36	78
1,2	9,8	2,5	30	78
1,3	9,6	1,5	49	83
1,4	9,3	0	63	102
1,5	9,0	0	63	128
1,7	8,4	0	101	175
2	7,1	0	133	141

Tabelul 5.12.

Rezistența sedimentului de ciment. Suspensie cu 4% bentonită (după Daxelhofer)

Raportul ciment/apă	Afundarea eprubetei cm	Decantare %	Rezistența la compresiune	
			la 7 zile, kg/cm²	la 28 zile, kg/cm²
1	9,2	0	26	53
1,1	9	0	39	78
1,2	8,6	0	39	73
1,3	8	0	68	104
1,5	7,4	0	72	143
1,7	4,3	0	124	200

tat rezistențe la compresiune satisfăcătoare. La un conținut de 4% bentonită, se remarcă chiar un spor de rezistență față de proporția de 2% bentonită. Date similare a obținut și Jähde (fig. 5.49). Mărind cantitatea de bentonită, rezistențele scad repede și atunci bentonita trebuie înlocuită cu argila pentru ca scăderea să nu fie așa bruscă.

Se observă din aceste date, că ceea ce are o influență determinantă asupra rezistenței sedimentului întărit la fluidele argilă-ciment nu este atît

conținutul de argilă cît raporturile apă/ciment și apă/solid. Datorită absorbției mari de apă a argilei, factorul *a/s* efectiv este în general mai mic la aceste suspensii decît la cele de ciment curat si adesea este necesar să se folosească adaosuri fluidifiante pentru ca suspensia să fie pompabilă.

O evaluare a rezistenței sedimentului de ciment-argilă (bentonită) la vîrsta de 3 luni, în funcție de factorul *a/c*, se poate face cu ajutorul diagramei din fig. 5.46. Diagrama se referă la o mare varietate mineralogică și geoteh-

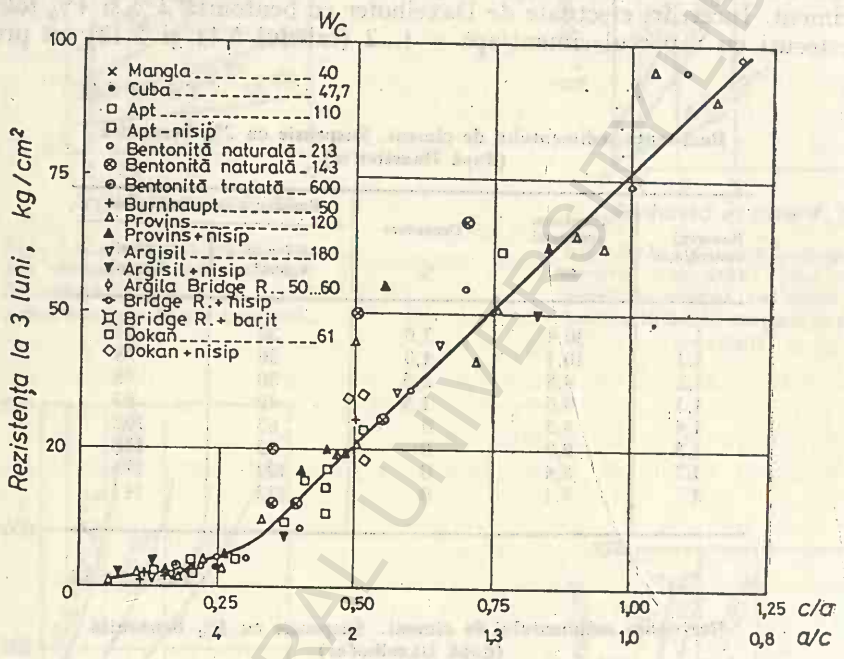


Fig. 5.46. Rezistența la compresiune a amestecurilor de argilă-ciment cu raport redus *c/a* (după Cambefort).

nică de argile și bentonite avînd limitele de curgere cuprinse între 40 și 600% predominînd argilele coloidale. Conținutul lor (neprecizat de autor) în amestec este relativ redus. Se remarcă scăderea rezistenței invers proporțional cu factorul *a/c*. Cambefort recomandă folosirea de fluide cu factor *a/c* mai mic de 2 dacă se urmărește o rezistență apreciabilă. Un raport *a/c* mai mic de 5 se va folosi numai dacă se urmărește reducerea razei de difuziune a injecției datorită efectului de tixotropie și consolidare a fluidului iar dacă se urmărește evitarea efectului tixotropic, raportul va fi mai mare. Trebuie avut în vedere, totodată, că suspensiile cu factor $a/c > 2$ se întăresc foarte încet.

Rezistențele obținute din suspensii argilă-ciment (în care argila este preponderentă) sînt ceva mai mici, dar suficiente pentru scopul etanșării. În tabelul 5.13 sînt arătate valorile rezistențelor și alte caracteristici reologice ale unor amestecuri de argilă-ciment (compoziția pentru $\gamma = 1{,}265$ g/cm³: 35 kg argilă, 7 kg ciment, 84 l apă). Se observă că pentru factorul $a/c = 12$, corespunzător unora din compoziții, graficul din fig. 5.46 indică rezistențe de cca 2,5 kg/cm² față de 1,5 kg/cm² media corespunzătoare din tabelul 5.13.

Tabelul 5.13

Rezultatele determinărilor pe amestecuri de argilă-ciment executate din argilă de Stupava pentru diverse raporturi ciment argilă (după Werfel)

Nr. probei	Raportul c/ag	Greutate volumică g/cm³	Viscozitate Marsh s	Decantare la 24h %	Eroziune %	Rezistența la pres. kg/cm²		
						14 zile	28 zile	56 zile
1	1:3	1,240	24	0,2	0	0,47	0,73	1,02
2	1:5	1,265	31	0	0	0,41	0,68	0,91
3	1:7	1,240	26	0,5	0	0,25	0,43	0,55
4	1:5	1,265	35	0	0	0,76	1,22	2,64
5	1:5	1,265	25	0	0	0,37	0,63	0,97
6	1:5	1,240	27	0	0	0,32	0,59	0,77

Proprietățile argilelor și bentonitelor folosite la prepararea fluidelor de injectare. În general aproape toate argilele pot fi întrebuințate la prepararea suspensiilor pentru injectare. Pentru etanșări de goluri fine, argila va trebui să aibă un conținut ridicat de fracțiuni coloidale și un conținut redus sau absent de nisip. Pentru injectările de umplere, dimensiunea granulei maxime are mai puțină importanță dacă argila conține o proporție convenabilă de părți coloidale care să asigure pseudotixotropia amestecului. Dacă golurile sînt de dimensiuni medii și nu reține nisipul fin, atunci se pot folosi argilă nisipoasă sau lut cu un adaos în proporție mică de bentonită. În această privință este de menționat că Institutul de studii și proiectări hidroenergetice a experimentat și controlat în execuție folosirea loessurilor, care prezintă o disociere ușoară în apă și dau rezultate bune la injectare.

Unii cercetători [8] recomandă folosirea argilelor cu o limită de curgere $W_l \geqslant 60\%$, obținută eventual prin corectare cu bentonită. La impermeabilizarea rocilor aluvionare din fundația centralei hidroelectrice Fessenheim/Rin s-au folosit argile cu $W_l = 50...60\%$ și $W_l = 60...80\%$ în proporție de 6:1, iar la barajul Mattmark (Elveția) argila folosită a avut $W_l = 44...47\%$ fiind adiționată apoi cu cca 4% bentonită de **Neapole** avînd $W_l = 475...530\%$.

Compoziția chimico-mineralogică a argilelor întrebuințate determină în mare măsură proprietățile reologice și fizico-mecanice ale fluidului la care sînt aplicate. Argilele montmorillonitice sodice sînt cele mai active (tixotropice) chiar la o proporție mică de fracțiuni fine ($< 0{,}002$ mm). Argilele caolinitice sau illitice, diatomitele și marnele sînt mai puțin active, iar unele dintre ele, cum sînt marnele, se utilizează cu dificultate.

Unele argile pot fi activate prin tratare cu carbonat de sodiu, hidrat de sodiu sau alți defloculanți. Utilizarea argilelor în fluide de injecție se bazează, în mare măsură, pe capacitatea lor de a se desface în apă prin malaxare. Se folosesc și argile uscate și măcinate (ex. argila de Teișani); sînt preferate argilele care se desfac natural în apă, chiar dacă necesită un adaos de coloizi.

Pentru perdele impermeabile create în nisipuri medii și fine, în condițiile unor gradienți de presiune reduși, se poate folosi o suspensie de argilă coloidală pură, defloculată cu ajutorul unor agenți chimici speciali și un reactiv coagulant, în unele cazuri după o prealabilă tratare cu silicat de sodiu. În

toate cazurile, însă, sînt necesare teste prealabile de laborator pentru verificarea caracteristicilor argilelor și stabilirea tratamentului chimico fizic cel mai potrivit.

Mortare stabilizate de nisip-ciment-argilă. În cazul prezenței în roci a golurilor mari sau a unor crevase, situație întîlnită adesea în calcarele carstificate, există riscul ca suspensiile de argilă-ciment, chiar cu un conținut ridicat de argilă, să difuzeze gravitațional la distanțe mari, antrenînd pierderi de material.

În aceste situații, precum și atunci cînd se fac injecții în spatele unor zidării subterane de beton, se folosesc mortare de nisip ciment-argilă preparate din suspensii stabilizate de ciment-argilă cu rezistențe ce pot atinge 40. . .50 kg/cm^2. Argila conferă o stabilitate crescută acestor tipuri de mortare, față de cele instabile realizate din nisip-ciment. Din acest motiv proporția de nisip din mortar poate să crească la cca 800 kg/m^3 amestec cu raport ciment/nisip de 1:3 sau mai mare.

Pentru umplerea golurilor foarte mari (ex. carstice) poate fi adăugat și pietriș mărunt, cu dimensiunile granulelor pînă la 7. . .15 mm sau pietriș pînă la 30 mm. Aceste compoziții pot fi utilizate la rambleierea în fază finală a unor lucrări miniere, după umplerea lor inițială cu steril, sau la injecțiile de umplere a unor surpări din spatele cămășuielilor de beton ale galeriilor, tunelelor sau construcțiilor subterane.

Dacă aceste goluri comportă circulație de apă, atunci se cere ca mortarul de nisip-ciment-argilă să aibă o rigiditate ridicată, ce poate fi obținută printr-un adaos de bentonită, de ex. de 5 pînă la 15% din cantitatea de argilă și ciment, cu sau fără adaos de silicat de sodiu (5%).

5.6.3. Soluții chimice

Injectarea nisipurilor cu porozitate fină și permeabilitate redusă și a fisurilor fine avînd deschideri sub 0,1 mm nu se poate face cu suspensii de argilă-ciment, din cauza condițiilor geometrice și reologice. În aceste cazuri s-a recurs la soluții chimice de silicat de sodiu. la care limita de penetrare nu o mai constituie dimensiunile suspensoizilor ci viscozitatea, rigiditatea, debitul curgerii, etc. Mai recent, s-a descoperit posibilitatea utilizării pentru injectarea rocilor a unor soluții pure din rășini sintetice. Se deosebesc două feluri de soluții chimice injectabile, complet diferite din punct de vedere reologic și chimic; soluții coloidale și soluții apoase chimic pure. În prima categorie intră soluțiile de silicați, reziduurile lignosulfitice și unele soluții coloidale organice. Din cea de a doua fac parte soluțiile apoase de monomeri organici.

Principala deosebire între cele două categorii de fluide este mărimea viscozității și mai ales evoluția ei în faza de injectare. Diferențele dintre cele două clase de lichide sînt evidențiate în graficul din fig. 5.47. Astfel soluțiile de silicați, cele lignosulfitice ș.a. au inițial o viscozitate redusă (5. . .10 cP), funcție de diluația fiecăreia. După introducerea reactivului viscozitatea începe să crească într-un ritm accelerat. Sînt așa-numitele

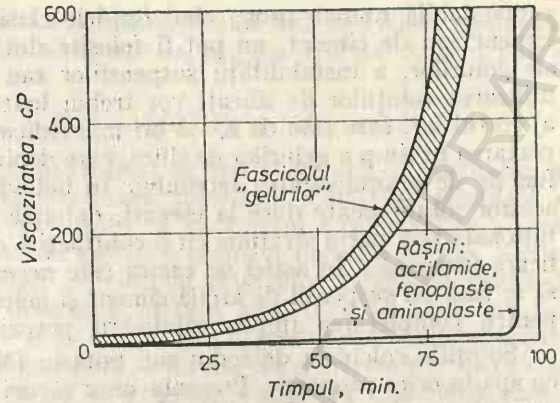


Fig. 5.47. Evoluția vîscozității gelurilor și rășinilor apoase (Caron).

„fluide newtoniene evolutive" (Caron). Cu totul alta este situația la soluțiile monomerice apoase a căror vîscozitate după introducerea reactivului de polimerizare și pînă la epuizarea timpului de priză se menține apropiată de cea inițială, rămînînd în domeniul soluțiilor newtoniene.

5.6.3.1. Soluții chimice coloidale

Din această grupă fac parte soluțiile de silicați (gelurile), deșeurile lignosulfito-cromice, unele rășini organice. Primele sînt mai des folosite, datorită costului mai redus.

Soluțiile de silicați sînt soluții coloidale de silicați alcalini în amestec cu rectivi coagulanți, a căror natură poate varia de la săruri minerale și acizi pînă la substanțe organice. Pentru gelificarea silicaților cantitatea și concentrația acestor reactivi este hotărîtoare mai mult decît natura lor chimică.

Injectarea rocilor necoezive, cu gel de silice (SiO_2) insolubil în apă, obținut prin coagularea silicatului de sodiu cu clorură de calciu a fost realizată de Jeziorsky încă din 1887. Procedeul, perfecționat de Joosten (1926) și ulterior de alți cercetători, se bazează pe introducerea succesivă a celor două soluții cu concentrație ridicată în foraje independente. Efectul de consolidare în nisipurile grosiere ($K > 10^{-2}$ cm/s) este remarcabil (rezistente de cca. 50 kg/cm^2), ceea ce îl face utilizabil la numeroase lucrări de consolidare. În 1909 Lemaire și Dumont au folosit un singur fluid injectabil, compus din silicat de sodiu și un acid (HCl) și au obținut un gel ce poate fi aplicat numai la lucrări de etanșare. Ulterior, Rodio a extins gama reactivilor de gelificare utilizînd sulfați de aluminiu, fier și cupru, injectați cu două soluții sau una, în raport cu diluția silicatului. Conceput inițial ca o preinjecție în roci poroase înaintea suspensiilor de ciment, procedeul s-a folosit și la impermeabilizarea nisipurilor cu coeficient de permeabilitate $K = 10^{3}$ cm/s. Din 1957 se utilizează și reactivi organici în soluție unică. Introduși în amestec cu silicatul de sodiu ei formează geluri tari, similare cu cele utilizate în procedeul Joosten. Au rezultat astfel: procedeul Caron, care se bazează pe acetat de etil; procedeul Nobel-Bozel, în care se folosește glioxal (Franța); procedeul Diamond alkali, care utilizează formamida (S.U.A.). Primul dintre acestea este mai economic. Trebuie subliniat că utilizarea soluțiilor de silicați pentru injectare este re-

comandabilă numai atunci cînd fluidele clasice, adică suspensiile de argilă-ciment sau de ciment, nu pot fi folosite din cauza dimensiunilor prea mici ale golurilor, a instabilității suspensiilor sau a viscozității lor ridicate. La utilizarea soluțiilor de silicați vor trebui luate în considerare două aspecte: a) costul lor, care este de 2. . .3 ori mai ridicat decît al suspensiilor; b) comportarea în timp a gelurilor de silice, care depinde mult de corecta lor aplicare funcție de granulozitatea terenului. În bolovănișuri, de exemplu, injectarea acestor soluții poate duce la eșecuri, datorită posibilității de scurgere gravitațională sub patul stratului cît și contracției ce se poate produce după gelificare (sinereză). În astfel de cazuri este necesar ca umplerea golurilor mari să se facă cu suspensii de argilă-ciment și gelul de silice să fie utilizat numai pentru completarea impermeabilizării porozității fine.

Soluțiile coloidale de sodiu sau potasiu (M_2OnSiO_2) sînt direct miscibile cu apa în orice proporție. Prezența unor săruri sau acizi în apă poate provoca precipitarea parțială a soluției. În contact cu apa are loc o lentă disociere hidrolitică cu producerea de hidrat alcalin după relația

$$M_2OnSiO_2 + H_2O = 2\,MOH + n\,SiO_2$$

ceea ce face ca soluția să-și mărească vîscozitatea după un anumit timp. Temperatura micșorează vîscozitatea silicatului iar scăderea temperaturii o mărește pînă la completa solidificare la — 3°C. În România silicatul de sodiu (Na_2OnSiO_2) se produce în cinci sorturi cu vîscozități și densități dife-

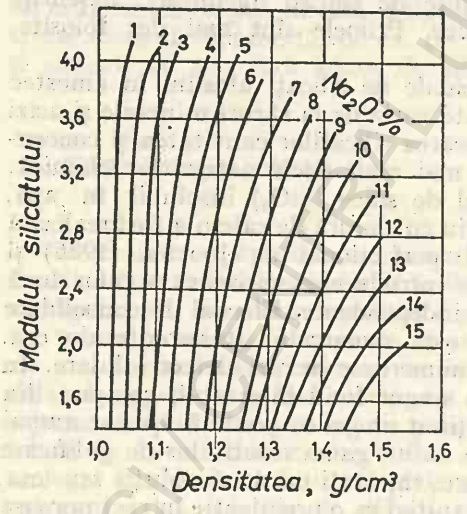


Fig. 5.48. Grafic pentru determinarea modulului silicatului de sodiu (după Werfel).

rite (STAS 2902-67), cea mai frecvent utilizată fiind soluția tip SE cu densitatea 36. . .38° Be. Modulul molar al soluției, adică raportul $\frac{SiO2}{Na_2O}$ are o influență determinantă asupra rezistenței și vîscozității gelului. Determinarea lui se poate efectua cu ajutorul graficului din fig. 5.48, după ce s-a stabilit în prealabil densitatea și conținutul în Na_2O. Valoarea modulului silicatului de sodiu fabricat în țară este de 1,8. . .3,5.

Reacţia de coagulare conduce la formarea unui hidrogel silicic opalescent. Pentru clorurile metalelor (M) bivalente Ca, Mg ş.a. reacţia chimică pare să aibă forma:

$$Na_2OSiO_2 + MCl_2 + H_2O = M(OH)_2 + SiO_2 + 2\,NaCl$$

Gelul obţinut are un conţinut ridicat de apă absorbită. O parte din apa absorbită este eliminată prin presiunea injectării. Cercetări efectuate de Dubrisay (1936) şi Caron (1964) arată că caracterul electrochimic al coloizilor de silicat care posedă sarcini electrice negative domină reacţia. Neutralizarea ionilor silicici în contact cu cationii diverselor substanţe gelifiante, ca acizi minerali, săruri ale diverselor metale, acizi organici slabi sau tari, substanţe organice insolubile etc. are ca efect producerea unui precipitat sau coagularea în masă, după specificul fiecăruia. Nu mărimea pH sau natura substanţelor condiţionează reacţia, ci cantitatea acestora, aşa după cum se observă şi din graficul din fig. 5.49. Dacă cantitatea reactivului cationic intrat în reacţie corespunde formării unei soluţii izoleectrice, gelificarea se produce brusc, ceea ce conduce la formarea de geluri tari, iar dacă ea este mai mică sau mai mare descărcarea ionilor silicici se produce încet producînd geluri moi.

Rezistenţa gelurilor este proporţională cu cantitatea şi concentraţia reactivului, precum şi cu conţinutul în silice al soluţiei, depinzînd în mai mică măsură de natura chimică a gelifiantului. Cercetări efectuate de Caron

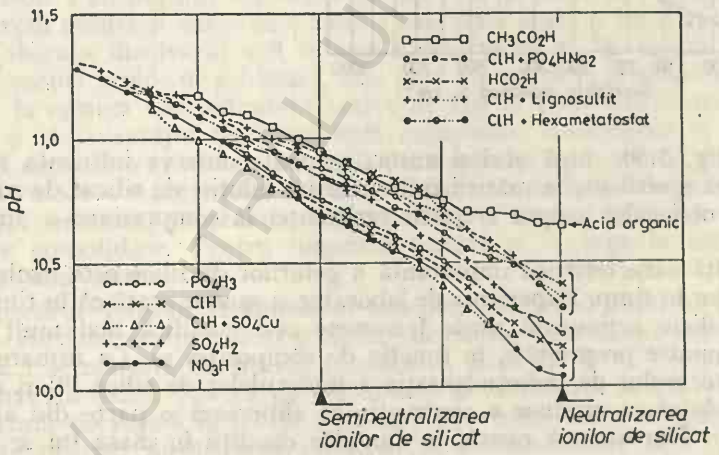


Fig. 5.49. Priza unui gel bazic corespunzînd neutralizării ionilor de siliciu este independentă de pH-ul reactivului (după Cambefort).

(1965) au stabilit că pentru determinarea rezistenţei la forfecare a gelului de silice se poate utiliza relaţia

$$R_g = K\,\frac{c - 10}{1 + bt} \qquad (5.22)$$

în care c este concentraţia soluţiei de silicat, g/l; t — timpul de priză, min; K şi b sînt constantele reactivului.

Nisipurile injectate cu soluții de silicați au rezistența la compresiune și coeziunea superioară gelului curat. Rezistența acestor roci este proporțională cu suprafața lor specifică și cu rezistența gelului curat, după formula lui Caron:

$$R = R_g (1 + K\sqrt{A}) \tag{5.23}$$

în care K este un coeficient ce depinde de rezistența gelului și este invers proporțional cu rădăcina sa pătrată, de unde:

$$R = R_g\, 1 + 0{,}33 \sqrt{\frac{A}{R_g}} = R_g + 0{,}33\ \sqrt{A.\ R_g} \tag{5.24}$$

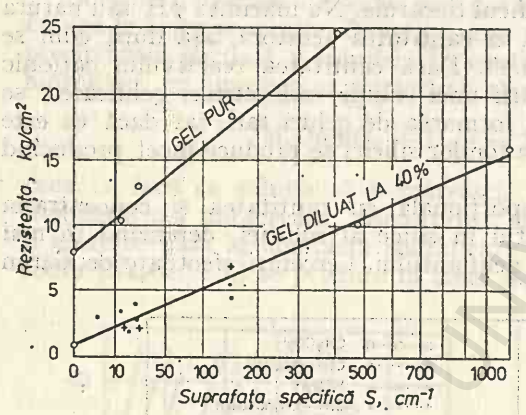


Fig. 5.50. Rezistența la compresiune a amestecurilor nisip-gel de silicat în funcție de suprafața specifică a nisipului.

În fig. 5.50, după același autor, se poate observa influența micșorării suprafeței specifice și a măririi concentrației soluției de silicat de sodiu (deci a rezistenței sale) asupra creșterii rezistenței la compresiune a amestecului gel-nisip.

O altă caracteristică importantă a gelurilor de silice este evoluția comportării lor în timp. Experiențe de laborator și șantier arată că în timp asupra gelului silicic acționează unele fenomene ce-i modifică mai mult sau mai puțin anumite proprietăți, în funcție de compoziția sa. Ca urmare a continuării procesului de policondensație a moleculelor de silice [9] și după formarea gelului se produce o contracție ce eliberează o parte din apa legată (sinereză). Din această cauză, în anumite condiții în masa lui se formează unele microfisuri ce-i măresc permeabilitatea. Fenomenul continuă timp de cca. 30 zile și este însoțit de antrenarea în soluție a silicatului nepolimerizat, fără însă a produce dezagregarea gelului. Procesul este condiționat de patru factori: mărimea porilor în care este injectat silicatul, concentrația soluției, natura reactivului de gelificare și aderența gelului pe pereții rocii.

Cu cît porozitatea rocii este mai mică, cu atît efectul este mai puțin important. De aceea silicatizarea nu va fi aplicată ca tratament de bază în roci cu goluri sau porozități mari ci numai ca o completare a injectării cu fluide mai grosiere. Concentrația ridicată a silicatului atrage o micșorare a fenomenului de sinereză. Deci procedeele ce operează cu silicatul de sodiu concentrat (Josten, Caron — geluri tari etc.) dau geluri cu sinereză scăzută.

Reactivii care produc geluri cu sinereză scăzută sînt aluminatul de sodiu, acidul fosforic, oxalatul de amoniu, iar printre cei ce produc o sinereză mare se numără acidul clorhidric, acetatul de amoniu, bicromatul de sodiu etc. Dar și în cazul silicatizării sînt necesare încercări prealabile de laborator cu fiecare din produsele care se utilizează pe șantier.

Procedeele de silicatizare pot fi grupate fie după clasa reactivilor de gelificare (anorganici sau organici) fie după efectul produs (consolidare sau etanșare a rocilor).

Procedee ce produc geluri tari

1. Procedeul Joosten I — Jeziorsky (cu 2 soluții) este cel mai vechi procedeu (aproape 100 ani) de injectare cu soluții chimice pentru consolidarea nisipurilor și rocilor dezagregate acvifere. Se utilizează soluții concentrate de silicat de sodiu cu densitatea de 1,38 g/cm³ (37...38°Bé) și clorură de calciu cu densitatea 1,33 g/cm³ (35° Bé, cca. 615 g $CaCl_2$ + cca. 700 g apă la 1 l soluție), deci cu vîscozitatea ridicată. Penetrabilitatea sa este limitată la nisipurile grosiere medii ($K \geqslant 10^{-2}$ cm/s). Raza de pătrundere este redusă (0,5...1 m) și necesită presiuni de injectare mari, de cîteva zeci de atmosfere. Lucrînd cu soluții concentrate, reacția de gelificare este foarte rapidă, bruscă și necesită folosirea de căi de introducere în rocă (pompă, conducte, foraje) complet independente. Toate aceste condiții fac ca procedeul să fie relativ greu de aplicat, dar rezistențele obținute sînt remarcabile. Pe nisipuri grosiere și medii s au obținut rezistențe de 20...60 și chiar 80 kg/cm². Gelul are o sinereză redusă și numeroase lucrări executate arată o bună comportare în timp (absența dizolvării) atît în apă obișnuită cît și în mediu agresiv. Datorită reacției rapide de gelificare, este unul din puținele procedee ce poate fi folosit la oprirea unei circulații active de apă în roci. Gelificarea bruscă are însă și dezavantajul realizării unei consolidări neomogene în nisipuri mai fine și necesită o atenție deosebită la dozarea celor două soluții, de aceasta depinzînd valoarea rezistențelor realizate. Datorită numărului dublu de foraje și instalații necesare, procedeul este costisitor și nu se utilizează decît în lucrări de consolidare. Pentru impermeabilizări se recurge la soluții mai diluate și mai ieftine.

2. Procedeul Joosten II ameliorat sau Jähde I (cu 2 soluții). La acest procedeu cele două soluții (silicat și clorură de calciu) au o diluție mai ridicată. Silicatului i se mărește fluiditatea (densitatea între 32° și 35°Bé, prin adaos de carbonat de sodiu. Clorura de calciu este și ea diluată la 32...35°Bé, și este injectată de regulă în foraje separate. Penetrabilitatea soluțiilor crește simțitor în nisipuri medii cu un coeficient de permeabilitate $K < 10^{-3}$ cm/s, fiind suficiente presiuni de lucru moderate (între 10 și 20 at). Nisipurile injectate cu această soluție ajung la rezistențe apreciabile (cca 30 kg/cm²) și se realizează o omogenitate mai bună a zonei tratate.

3. Procedeul Caron (soluție unică injectabilă). Începînd din 1957 C. Caron și, independent, alți cercetători din Franța și S.U.A., au pus la punct procedee de injectare noi, folosind tot gel de silice. În procedeul Caron reactivii mineral. sînt înlocuiți cu acetatul de etil ($CH_3CO_2C_2H_5$) un ester neutru insolubili Reacția după amestec cu silicatul, este de disociere prin saponificare lentă cu transformare în acid acetic și alcool etilic, ambele reacționînd cu sodiul din silicat pe care îl transformă în gel de silice. Transformarea nu este instan-

tanee și atingerea stării izoelectrice poate fi reglată în limite convenabile pentru a asigura timpul de injectare a amestecului silicat-acetat de etil.

Viscozitatea silicatului inițial se reduce prin introducerea unor aditivi tenso-activi sau fluidifianți, ceea ce permite injectarea lor în nisipuri fine și medii (avînd $K \geqslant 5 \cdot 10^{-3}$ cm/s) la presiuni moderate. Gelul format prezintă o rezistență ridicată (cca 20 kg/cm²) iar injectat în nisipuri fine dă rezistențe de pînă la 50 kg/cm², comparabile cu cele obținute cu geluri tip Joosten, dar în condiții tehnice și economice mai avantajoase. Efectul de consolidare obținut cu aceste geluri este evident. Pentru tratarea unor nisipuri mai fine ($K \geqslant 10^{-3}$ cm/s) silicatul trebuie diluat și, cum rezistențele sînt direct proporționale cu concentrația silicatului, se obțin rezistențe mai reduse dar fluidul prezintă o penetrare mai bună.

Gelurile cu acetat au dezavantajul sinerezei, care se produce cu atît mai accentuat cu cît soluția a fost mai diluată. După cum s-a arătat, fenomenul este limitat în timp și nesemnificativ dacă fluidul este injectat în nisipuri fine și medii. Un alt neajuns este faptul că acetatul este volatil și inflamabil, astfel că manipularea lui necesită măsuri de precauție.

4. Alte procedee ce produc geluri tari. În afară de acetatul de etil, există și alți reactivi organici care pot produce geluri tari cu silicatul de sodiu fără a fi însoțiți de o gelificare bruscă care să ceară injectarea separată. Aceste produse sînt formamida (SUA) și glioxalul (Franța). Gelurile obținute cu acești reactivi sînt mai scumpe decît cele produse cu acetat. În plus, formamida, care este amida acidului formic, este un produs cu un anumit grad de toxicitate, necesitînd protecții speciale la manipulare. Reacția sa cu silicatul este însoțită de o hidroliză ce o transformă în formiat de amoniu ce se combină cu peroxidul de sodiu din silicat, eliberînd gelul silicic. Acesta este afectat de un fenomen de sinereză mai pronunțat decît la cel cu acetat.

Glioxalul ($C_2H_2O_2$) este o dialdehidă ce se obține din oxidarea glicolului. În contact cu silicatul de sodiu se produce o reacție ce transformă glioxalul în acid glicolic, care în combinație cu oxidul de sodiu dă naștere gelului de siliciu.

Ambii reactivi produc geluri tari, cu rezistențe de cca 20 kg/cm² care, injectate în nisipuri fine, duc la rezistențe la compresiune de circa 30 kg/cm², asigurînd o consolidare corespunzătoare.

Procedee ce produc geluri moi. Nisipurile fine și foarte fine nu puteau fi injectate cu soluții de silicat cu viscozitate ridicată (tip Joosten), chiar dacă acesta era diluat cu mici proporții de apă (Joosten II). De aceea, încă din 1909, Lemaire și Dumont, apoi și alți cercetători au procedat la diluarea silicatului și la lărgirea tipurilor de reactivi. Prin diluarea silicatului și folosirea de reactivi în soluții fluide s-au realizat două progrese importante: a) încetinirea reacției de gelificare, ceea ce permitea injectarea cu un fluid unic silicat-reactiv și b) micșorarea vîscozității acestuia aproape de a apei, ceea ce ușurează injectarea lui în nisipurile fine.

Reactivii folosiți sînt reactivi minerali extrem de variați-acizi, hidrați, sulfați, aluminați, azotați, fosfați etc. Influența diluării silicatului asupra viscozității acestuia este arătată în fig. 5.51.

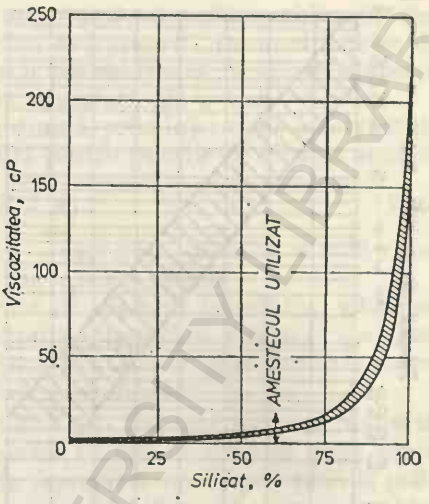


Fig. 5.51. Viscozitatea soluțiilor de silicat de sodiu (după Cambefort)

1. Procedeul Lemaire-Dumont propune folosirea silicatului cu o densitate de numai 12° Bé iar ca reactivi de coagulare acizi tari, ca acidul sulfuric sau clorhidric. Datorită sinerezei mari a gelului format, mai ales cu acid clorhidric, și solubilității mai pronunțate față de alte geluri, procedeul nu a dat rezultatele așteptate.

2. În procedeul Rodio se folosește ca reactiv laptele de var centrifugat, pentru a extrage particulele grosiere, și silicatul are o densitate de 22°Bé.

3. În procedeul Langer se utilizează silicatul cu densitate de 12° Bé și acid clorhidric, dar se adaugă și sulfat de cupru pentru descărcarea sarcinilor electrice ale ionilor silicici. Gelul obținut este mult mai stabil și are fluiditate mare.

Alți reactivi utilizați cu succes sînt aluminatul de sodiu, bicarbonatul de potasiu, acidul fosforic, acidul acetic ș.a. Dar indiferent de tipul reactivului, timpul t de gelificare a silicatului pare a urma relația (Cambefort, 1964):

$$t = e^{-KC} \tag{5.25}$$

fiind dependent de modulul silicic (K este o constantă funcție de modulul silicic) și concentrația C a reactivului, așa cum se remarcă din fig. 5.52 pentru silicatul diluat în raportul 1:4.

Diluația acestor geluri este foarte ridicată, putînd ajunge pînă la raportul 1: 15, din care cauză ele au o sinereză pronunțată dacă sînt injectate în nisipuri grosiere și dau o rezistență foarte scăzută, ceea ce nu le face adecvate decît pentru lucrări de etanșare. Cu soluții de silicați cu reactivii menționați se pot impermeabiliza nisipuri fine cu un coeficient de permeabilitate minim de 10^{-3} cm/s eventual 5.10^{-4}cm/s.

Datorită condițiilor speciale de lucru (o bună precizie a dozajelor), influenței factorilor naturali ai terenului (compoziția granulometrică, natura

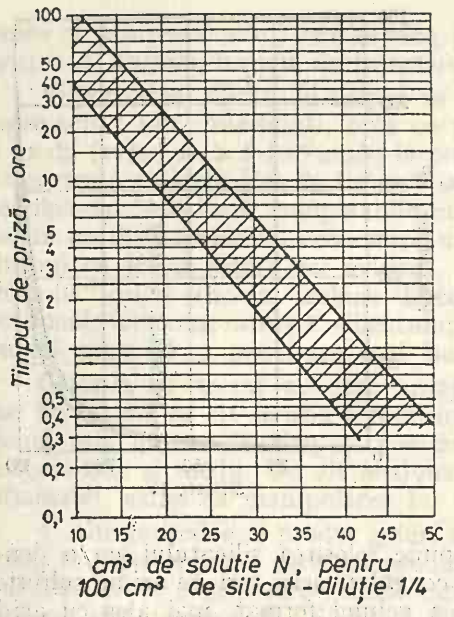


Fig. 5.52. Variația timpului de priză în funcție de dozajul mai multor reactivi.

mineralogică, temperatura și compoziția apei subterane etc.), cît și comportării în timp (sinereza), utilizarea acestor geluri trebuie să fie precedată de experimente sistematice de laborator și pe șantier în condițiile de execuție.

5.6.3.2. **Soluții de materiale plastice (rășini sintetice)**

Consolidarea nisipurilor foarte fine și etanșarea celor foarte fine și slab prăfoase nu poate fi realizată cu soluții de silicați, oricît de diluate ar fi ele, datorită vîscozității ridicate și duratei mari de injectare, ce ar depăși timpul de priză. De aceea s-a făcut apel la produse chimice „nobile", cum sînt rășinile organice.

Din fig. 5.47 se poate constata marea diferență care există, din punct de vedere reologic, între soluțiile de silicat și de rășini. Datorită vîscozității lor foarte reduse (1. . .3 cP), rășinile pot fi injectate în roci cu porozitate foarte fină la presiuni mici, fără riscul de a le fisura.

Pentru ca o rășină să fie corespunzătoare, aceasta trebuie să posede proprietatea de a se întări în condițiile de mediu existente, să aibă caracteristici reologice favorabile, o comportare bună în timp, economicitate, să poată fi manipulate fără pericol etc. Din aceste motive dintre numeroasele tipuri de rășini, numai puține au aplicabilitate în lucrările de injectare. Condițiile de mediu se referă la prezența apelor subterane cu compoziții și viteze de circulație diverse, prezența rocilor cu compoziții chimico-mineralogice diferite, cu stări de alterare și porozitate variabile, temperaturi scăzute etc. Din cele două mari grupe de materiale plastice fluide cu și fără solvenți organici, la lucrări de injectare a rocilor sînt utilizabile numai produse din prima grupă și anume unii monomeri în fază apoasă și unii polimeri foarte economici.

Produsele din cealaltă grupă prezintă în general vîscozitate ridicată, sînt scumpe (zeci de lei/kg) dar au o rezistență excepțională (ordinul sutelor de kg/cm^3). Monomerii susceptibili a fi utilizați polimerizează cu apa în proporții de 70%. . .95% și au o vîscozitate foarte apropiată de a apei.

Rezistența rocilor necoezive (R) obținută prin injectarea soluțiilor de rășini respectă relația empirică 5.23 stabilită pentru gelurile de silice, și anume:

$$R = R_r\ (1 + K\sqrt{A}) \qquad (5.26)$$

în care R este rezistența rășinii pure; A — suprafața specifică a rocii ce se injectează; K — o constantă depinzînd de natura rășinii.

Ea arată că la fel ca în cazul gelurilor de silice, la injectarea soluțiilor de rășini organice în terenuri grosiere, datorită vîscozității similare cu a apei, acestea au tendința de a pătrunde spre baza stratelor cu granulozitate mare, permeabilitatea stratului grosier rămînînd nemodificată.

Dintre monomerii hidrici, trei tipuri sînt mai frecvent utilizate, datorită proprietăților lor remarcabile de a polimeriza cu apă în amestec după timpi reglabili și a-și păstra vîscozitatea inițială (apropiată de a apei) pînă la polimerizare: acrilamidele, rășinile resorcinformaldehidice și ureoformaldehidice.

— Acrilamidele, deși au viscozitatea apropiată de a apei (3 cP), au neajunsul că nu permit obținerea unor rezistențe suficient de mari (3...7 kg/cm^2) și deci nu pot fi folosite decît pentru etanșarea rocilor sau pentru o consolidare moderată. Catalizatorul folosit este persulfatul de amoniu care controlează procesul de polimerizare. Vîscozitatea foarte redusă permite folosirea acrilamidei la tratarea nisipurilor foarte fine (cu permeabilitatea $K = 10^{-4}$ cm/s). Toxicitatea unora din aceste produse necesită însă măsuri speciale de protecție a muncii la prepararea și manipularea lor.

— Resorcinformolul (fenoplastul) este o rășină care nu prezintă neajunsul acrilamidei în ceea ce privește rezistența și a cărei vîscozizate este de 2...3 cP. Nisipurile consolidate cu această rășină ajung la rezistențe de peste 10 kg/cm^2, iar în concentrații mai mari rezistența ajunge la cîteva zeci sau chiar 100 kg/cm^2. Fenoplastul are marele avantaj de a polimeriza în orice mediu (neutru, bazic, sau acid), putînd fi folosit după injectarea porozităților mari cu suspensii de argilă-ciment sau cu geluri de siliciu.

Rășina ureo-fermaldehidică (aminoplastul) are și ea o vîscozitate redusă (cca. 5 cP) și realizează rezistențe între 5 și 20 kg/cm^2, în funcție de concentrația în rășină și de finețea nisipului.

În țara noastră s-au efectuat cu succes injectări experimentale de consolidare a nisipurilor cu ajutorul unor prepolimeri în fază apoasă. Aceștia au fost: rășină carbamidică de tip Urelit, rășină carbamidică modificată cu alcool furfurilic și rășină de turnătorie (Butufei și al.). Datorită caracterului lor chimic aceste rășini nu sînt soluții pure, prezentînd atît o vîscozitate inițială (6...15 cP) cît și o vîscozitate evolutivă de îndată ce intră în contact cu reactivul de polimerizare. Din aceste motive, aceste rășini din punct de vedere reologic aparțin gelurilor și soluțiilor coloidale. Rrezistențele obținute în laborator sînt apreciabile, între 3 și 170 kg/cm^2 în funcție de concentrația și tipul rășinii (fig. 5.53, 5.54, 5.55). Datorită însă caracterului acid al reactivilor de polimerizare aceste rășini nu pot fi folosite la tratarea nisipurilor calcaroase, nici după o injectare cu ciment sau silicat de sodiu. Totuși, dat

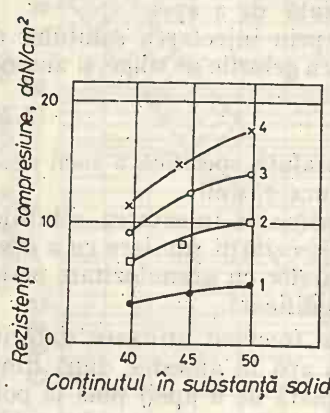


Fig. 5.53. Variația rezistenței la compresiune în funcție de concentrația în substanțe solide a rășinii Urelit R:

1 — nisip total umectat; *2* — nisip 10% umectat; *3* — nisip 5% umectat; *4* — nisip uscat (după Butufei și al.).

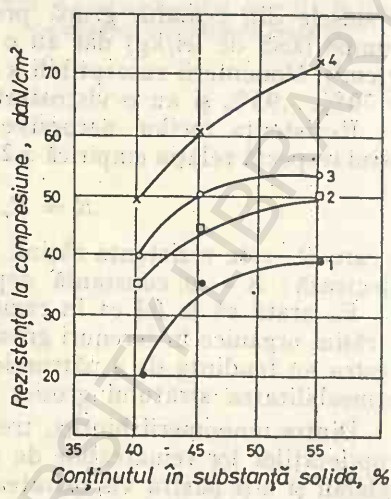


Fig. 5.54. Variația rezistenței la compresiune în funcție de concentrația în substanța solidă (rășină Urelit FC-2):

1 — nisip total umectat; *2* — nisip 10% umectat; *3* — nisip 5% umectat; *4* — nisip uscat (după Butufei și al.).

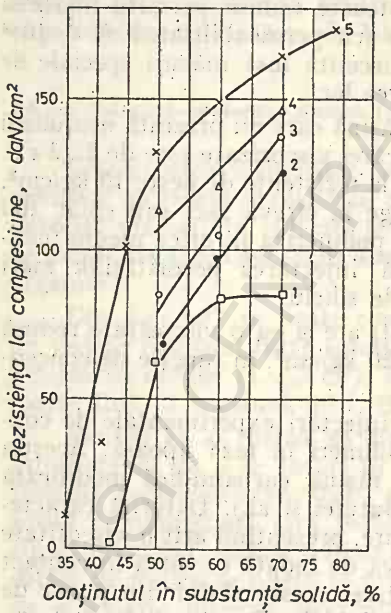


Fig. 5.55. Variația rezistenței la compresiune în funcție de concentrația în substanță solidă o (rășină de turnătorie):

1 — nisip total umectat; *2* — nisip 15% umectat; *3* — nisip 10% umectat; *4* — nisip 5% umectat; *5* — nisip uscat (după Butufei și al).

fiind că au un cost accesibil, nu folosesc materii prime deficitare, realizează rezistențe superioare și au o manevrabilitate relativ ușoară, aceste rășini oferă unele avantaje pe care nu le au alte produse similare.

BUCUREȘTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5.7. Presiunea de injectare

Presiunea de injectare este factorul care asigură pătrunderea fluidului de injectare prin fisurile și golurile rocii (fig. 5.56), efectul ei fiind esențial în lucrările de injectare. Depășirea în timpul injectării a stării de eforturi

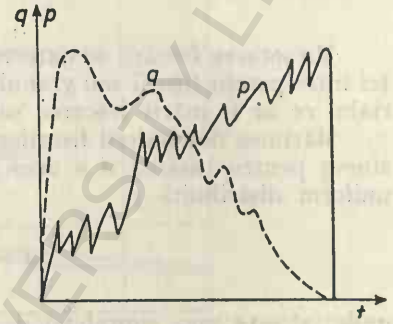


Fig. 5.56. Variația presiunii și debitului fluidului de injectare în timpul injectării unui tronson:
p — diagrama presiunii; q — diagrama debitului absorbit; t — timpul de injectare.

la care este supus un fragment ds rocă duce la modificarea stării de echilibru a fragmentelor din care este constituită o rocă fisurată și produce umflarea sau fisurarea acesteia.

Presiunea de injectare are influențe multiple asupra fluidului injectat și a rocilor înconjurătoare. În sistemele de fisuri neregulate și în pori, presiunea provoacă deschiderea acestora și pătrunderea fluidului de injecție, iar în fisurile parțial colmatate determină antrenarea materialului nisipos necoesiv sau slab coesiv și înlocuirea lui cu liantul sub presiune. Mărimea razei de influență a forajelor de injecție depinde de presiunea folosită. Raza de influență teoretică a injectării în roci fisurate este dată de relația [34]:

$$r = \frac{2}{3}\left(a + \frac{b}{E} p_i\right) \tag{5.27}$$

în care r este raza injectării; p_i — presiunea de injectare; a, b reprezintă deschiderera respectiv distanța medie între fisuri; E — modulul de elasticitate al rocii.

Pentru medii omogene izotrope au fost indicate formule teoretice în paragraful 5.3.2. Aceste relații arată importanța presiunii în realizarea lucrărilor de injectare pentru obținerea unei raze de difuziune a fluidului sporită. Unul din principalele efecte ale presiunii de injectare în zona razei de influență este mărirea deschiderii fisurilor sau porilor din rocă prin modificarea eforturilor normale (datorită presiunii litostatice) ce acționează pe blocurile și fragmentele de rocă. Totodată, în raza de influență a injectării (fig. 5.57) presiunea reduce frecarea dintre pereții fisurilor sau ai granulelor, similar cu efectul presiunii apei din proi, ecuația lui Colulumb devenind:

$$\tau = (\sigma - u - p_i) \operatorname{tg} \varphi + c \tag{5.28}$$

unde u este presiunea apei în pori sau fisuri, iar p_i — presiunea de injectare.

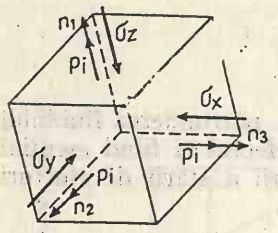


Fig. 5.57. Starea de tensiuni (σ) pe un bloc sau fragment de rocă supus presiunii de injectare și presiunii apei din fisuri:

Micșorarea frecării se datorește reducerii efortului normal, măririi distanței între pereții fisurii sau granulelor, posibilității deburării golurilor de materialul ce ar fi mărit frecarea sau coeziunea.

Mărimea deschiderii fisurilor poate fi evaluată folosind ecuația lui Boussinesq pentru tasarea d a unei plăci circulare de repartiție sub o presiune uniform distribuită p:

$$d = 2\,\frac{r'p}{E}\,(1 - \mu^2) \tag{5.29}$$

unde: r' este raza suprafeței de încărcare, considerată ca 1/3 din raza injecției; μ — coeficientul Poisson al rocii; E — modulul de elasticitate al rocii. Valoarea se multiplică cu 2 pentru a obține tasarea ambilor pereți. Ordinul de mărime al deschiderii unei fisuri pentru $r' = 100$ cm, $p = 20$ kg/cm², $E = 40\,000$ kg/cm² și $\mu = 0{,}4$ este de 1,6 mm.

Presiunea din zona de influență a injectării se transmite și în afara zonei precum și între punctele de injectare, prin comprimarea suplimentară a roci și mărirea efortului normal de pe fețele fisurilor în zonele dintre aceste puncte

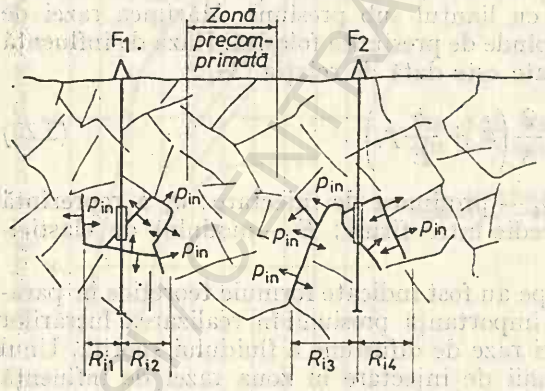


Fig. 5.58. Precomprimarea rocii la injectările de consolidare sau în zona unui voal de injecții:
F_1, F_2 — foraje de injecții; p_{in} — presiunea de injectare în diverse puncte R_i — razele de injectare.

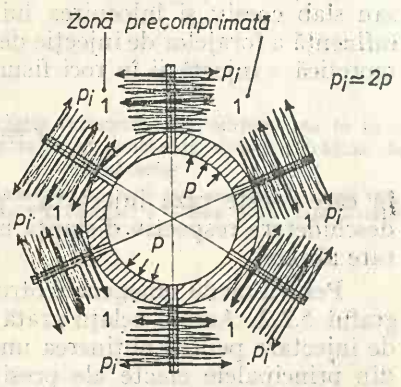


Fig. 5.59. Precomprimarea rocii între forajele de injecții în spatele cămășuielii galeriilor sub presiune:
p — presiunea interioară; p_i — presiunea de injecție pentru precomprimare.

(fig. 5.58). Fenomenul, împreună cu introducerea fluidului de injectare, stă la baza realizării inelelor precomprimate de rocă în jurul galeriilor de derivație sub mare presiune (5.59).

Dat fiind numărul mare de factori care intervin, stabilirea presiunei maxime de injectare nu poate fi determinată după reguli riguroase. Unul din aceşti factori îl constituie pierderea mare de presiune la curgerea fluidului prin fisurile şi porii rocilor ce se realizează frecvent la mică distanţă şi în funcţie de diametrul forajelor în injecţie. Din fig. 5.60 se remarcă căderea

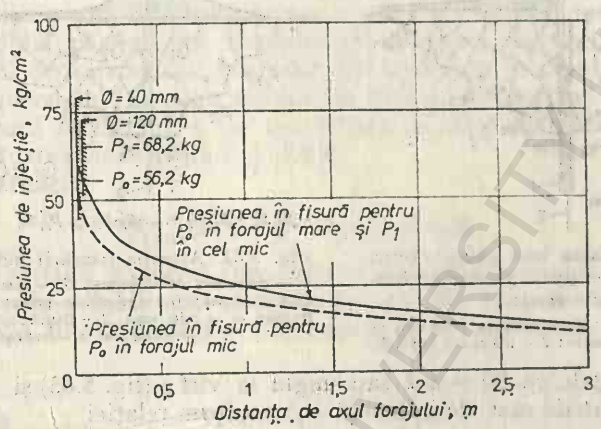


Fig. 5.60. Variaţia presiunii la diverse distanţe de foraj şi influenţa diametrului forajului asupra acestei variaţii: (după Cambefort)

p_0, P_1 — presiuni maxime de refuz în cele două foraje pentru care s-au calculat diagramele.

de presiune teoretică calculată pentru două diametre de foraj (ex. 43 kg/cm² la 1 m pentru diametrul de 40 mm).

Pentru lucrările de injectare, prezintă interes atît presiunea maximă ce o poate suporta roca $p_{i\,max}$ cît şi presiunea necesară $p_{i\,min}$ pentru ca roca să suporte eforturile la care va fi supusă în faza de exploatare a construcţiei. În ce priveşte presiunea maximă, adoptarea mărimii presiunii litostatice γh, reprezentînd produsul dintre adîncimea zonei şi greutatea volumetrică a terenului presupune adoptarea valorilor cele mai mici. Ele sînt aplicabile însă numai unor terenuri semifluide, necoezive, fără strat acoperitor consistent, rar întîlnite în lucrările de injecţii. De cele mai multe ori se majorează valorile rezultînd din presiunea litostatică cu coeficienţii ce variază între 1 şi 10, în funcţie de natura rocii, dispoziţia fisurilor şi a stratelor.

O altă evaluare se poate obţine din aplicarea efectului unei explozii sub o suprafaţă plană. Presiunea gazelor în fisuri descreşte rapid cu distanţa de la punctul exploziei (fig. 5.61) asemănătoare descreşterii presiunei de injectare cu distanţă de punctul de injectare. În cazul fisurării hidraulice (clacaj) ce se produce la folosirea de presiuni de injectare ce depăşesc rezistenţa internă a rocii, iau naştere (fig. 5.62) fisuri şi crăpături (transversale pe direcţia de efort minim) identice cu cele ce apar după explozii reduse de despicare.

Presiunea maximă de injectare ($p_{i\,max}$) poate fi evaluată după greutatea conului invers (mai exact trunchi de con) ce se formează după unghiuri ale

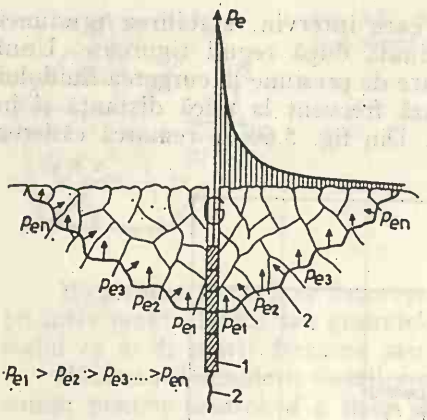


Fig. 5.61. Explodarea unei găuri în teren plan și variația presiunii gazelor în fisurile rocii:

p_e — presiunea gazelor; G — greutatea prismului de rocă dislocat; *1* — exploziv; *2* — fisură din explozie.

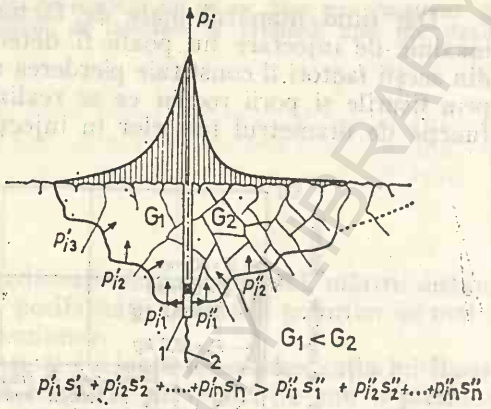


Fig. 5.62. Apariția fisurării hidraulice (clacaj):

p_i — presiunea de injectare; G_1 — greutatea prismului de rocă dislocată; G_2 — greutatea prismului nedislocat; *1* — tronson ce se injectează; *2* — fisură rezultată din presiunea de injectare s — suprafața.

generatoarei egale cu $90 - \varphi/2$ sau unghi la vîrf φ (fig. 5.63) și care reazimă pe cercul format de raza de influență (r_i) conform relației

$$p_i < \frac{\gamma}{3} \frac{h_i}{r_i^2} (R_i^2 + r_i^2 + R_i r_i) \qquad (5.30)$$

în care γ este greutatea volumică a rocii; φ — unghiul de frecare internă al rocii; h_i — adîncimea tronsonului de injecție; $R_i = r_i + h_i \cdot \operatorname{tg} \varphi/2$

pentru $r_i = 1$ m $\quad R_i = 1 + h_i \operatorname{tg} \varphi/2$ și

$$p_i < \frac{\gamma h}{3} (R_i^2 + R_i + 1) \qquad (5.31)$$

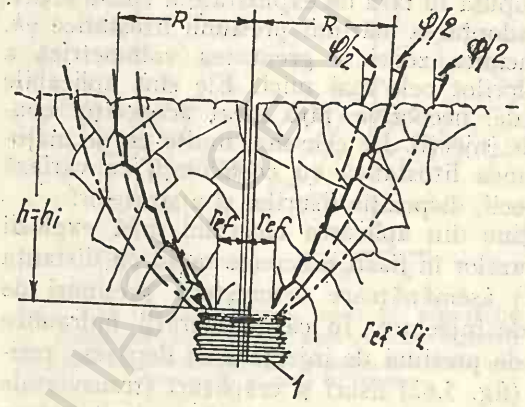


Fig. 5.63. Conul de rocă (trunchiul de con) supus presiunii de injectare (reazemă pe suprafața determinată de raza injecției):

r_{ef} — raza efectivă a injecției; r_i — raza injecției; φ — unghiul minim de frecare pe fețele de fisuri; h_i — adîncimea tronsonului; *1* — tronsonul ce se injectează.

Pentru o rocă cu $\varphi = 37°$ și o rază de influență de cca. 1 m, presiunile maxime de injectare vor fi sub 13 daN/cm² pentru $h > 8$ m.

În cazul rocilor cu unghi de frecare internă nul $R \approx r_i$ de unde $p_i \approx \gamma h_i$, ceea ce este egal cu presiunea litostatică.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În cazul prezenței apei sub presiune în fisurile rocii, presiunea maximă de injectare trebuie sporită cu mărimea acesteia, iar cînd se injectează într-un taluz, h se înlocuiește cu distanța cea mai mică pînă la suprafața taluzului (fig. 5.64).

Așa cum s-a mai spus, este necesară folosirea unor presiuni de injectare care să depășească eforturile din rocă date de presiunea coloanei litologice pentru a realiza o anumită îndepărtare a pereților fisurilor sau/și a porilor, și a face posibilă pătrunderea fluidului de injectare. În același timp însă, trebuie evitată deranjarea construcțiilor din apropiere, și a rocii într-un mod excesiv. Presiunea de injectare trebuie să învingă contrapresiunea apei din fisurile sau porii rocilor (u) și pe cea creată de creșterea nivelului apei (h) produs de viitoarea construcție (fig. 5.65).

Rezultă atunci:

$$p_{i\,\min} \geq \gamma h + u + h_1 = \gamma h + H \qquad (5.32)$$

unde γh este sarcina geologică (presiunea litostatică) deasupra tronsonului ce se injectează; h_1 — înălțimea coloanei de apă din amonte; H — înălțimea coloanei de apă totală deasupra tronsonului ce se injectează.

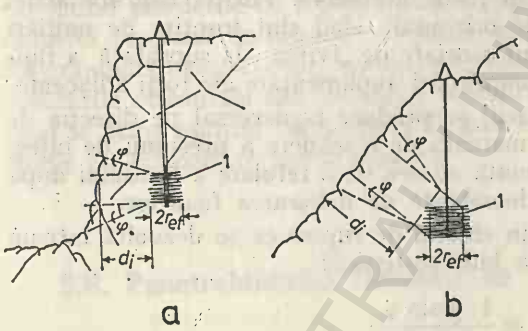


Fig. 5.64. Stabilirea înălțimii (d_i) conului de presiune (trunchi con) la injectarea pe taluze:

r_{ef} — raza efectivă a injecției; φ — unghiul minim de frecare pe fețele de fisuri; *1* — tronson de injecție; *a* — injectare pe taluz foarte înclinat; *b* — injectare pe taluz obișnuit.

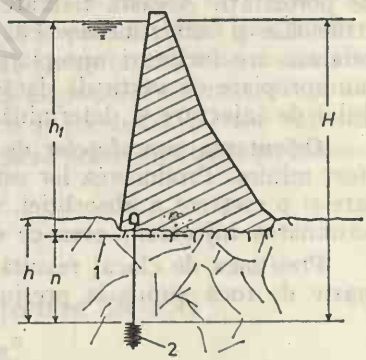


Fig. 5.65. Stabilirea elementelor presiunii de injectare:

1 — nivelul apei subterane; *2* — tronson ce se injectează.

Datorită relaxării rocii după injectare, contracției fluidului de injectare după întărire, curgerii lente și altor factori, presiunea stabilită cu relația de mai sus trebuie majorată pînă la 100%. Presiunea de precomprimare a galeriilor de derivație sub presiune ia de asemenea în considerare un coeficient de majorare de 80...100% din presiunea de lucru pentru relaxare.

Presiunea apei din fisuri (fig 5.65) este echivalentă cu aceea a nivelului apei subterane, iar în cazul existenței unui nivel aval (h_2) este egală cu acesta. Nivelul amonte (h_1) acționează pînă la nivelul freatic sau pînă la nivelul aval. Se observă că în cazul situării tronsonului la suprafață ($u = 0$ și $\gamma h_g = 0$) $p_i \geq h_i$ iar majorată pentru relaxare $p_i \geq 2\ h_1$ Această presiune nu poate fi însă totdeauna aplicată fără riscul de a deranja grav roca sau construcția dacă nu există o contrapresiune corespunzătoare. Pentru realizarea ei există mai multe alternative: injectarea forajelor în două sau mai multe etape

succesive, prin reducerea distanței și folosind presiuni crescătoare, sau reinjectarea stratului după ce construcția a ajuns la înălțimea minimă h_c, dată de relația

$$h_c = \frac{p_i}{\gamma_c}$$

unde γ_c este greutatea volumică dată de construcție (beton, umplutură pămînt etc.). O altă posibilitate constă în îngroșarea la partea superioară a voalului de etanșare. Această îngroșare se realizează pentru a reduce presiunea coloanei de apă (h) în partea din amonte a voalului, în așa fel încît să nu se mai poată produce o deschidere a fisurilor sau porilor tratați în partea val a voalului în perioada de exploatare.

Datorită diversității mari a terenului în plan orizontal și vertical, presiunile folosite trebuie adaptate fiecărei situații (tronson) în parte. Trebuie avut în vedere că o depășire a efortului pe care este capabil să-l suporte roca poate produce de obicei una sau mai multe fisuri suplimentare (fisurare hidraulică), roca fiind oricum afectată de numeroase planuri de fisurație sau de porozități. Această fisurare (clacaj) se poate produce atît în rocile tari strîncoase și semistîncoase cît și în rocile necoezive. Poziția fisurilor astfel produse are înclinări apropiate de orizontală cînd sînt însoțite de umflări sau apropiate de verticală dacă sînt asociate de „ivirea la suprafață a fluidului de injectare și determină comprimări suplimentare ale rocii adiacente.

Orientarea suprafețelor de clacaj se produce transversal pe direcția de efort minim. Producerea lor este marcată de o scădere a presiunii de injectare și o creștere a absorbției, urmată adesea de o refulare a fluidului după terminarea injectării, ceea ce o deosebește de deburarea fisurilor.

Presiunea de clacaj rezultă din efortul de rupere ce se dezvoltă într-un masiv de rocă supus la presiunea hidrostatistică:

$$\frac{\sigma_{max}}{\sigma_{min}} = \frac{1 + \sin\varphi}{1 - \sin\varphi}.$$

unde φ este unghiul de frecare internă.

Un foraj situat în roci necoezive și supus la presiunea de injecție p_i poate ajunge la presiunea de clacaj dacă p_i atinge valoarea minimă determinată [8] cu una din relațiile

$$p_i = \gamma h \cdot \mu(1 + \sin\varphi)$$

sau

$$p_i = \gamma h \frac{1 - \mu}{\mu}$$

unde μ este coeficientul Poisson, iar γh — presiunea litostatică

În terenurile coezive, cu coeziunea c

$$p = \gamma h \frac{\mu}{1 - \mu} + c$$

Valorile obținute după relațiile de mai sus sînt minimale pentru inițierea rupturii și în realitate sînt mai mari, datorită pătrunderii fluidului de injectare din foraj în proozitățile rocii înainte de atingerea presiunei de clacaj, precum și pierderile de presiune ce se produc chiar la distanțe mici de foraj (fig. 5.60).

Pierderile de presiune în terenul injectat sînt una din cauzele care fac necesară utilizarea de presiuni superioare celor corespunzătoare presiunii litostatice. În cazul rocilor stîncoase trebuie avut în vedere și efectul de împănare a blocurilor de rocă supuse presiunii de injectare. Alte cauze care determină pierderi de presiune sînt rugozitatea mare a traseelor pe care pătrunde fluidul injectat prin fisurile sau porii rocilor, contorsionarea lui pe acest traiect, creșterea vîscozității, umplerea treptată a golurilor însoțită de reducerea razei pe care acționează presiunea maximă, formarea de dopuri și praguri datorită sedimentării particulelor în suspensie.

Toate aceste fenomene explică de ce în practica lucrărilor se folosesc cu succes și eficacitate presiuni superioare sarcinei geologice și care uneori produc fisurarea hidraulică. Dacă aceasta are loc după planuri apropiate de verticală, ea produce precomprimări ale rocii cu efecte favorabile [8], exceptînd pierderile de fluid în cazul ivirilor la suprafață. Prin comprimare datorită presiunii de injectare se poate micșora porozitatea chiar a stratelor fin-granulare neinjectabile, mărindu-se totodată unghiul lor de frecare internă. Fisurările orizontale sînt de obicei nefavorabile și presiunea trebuie coborîtă cînd se ating mărimi periculoase. Pentru evitarea acestor situații se folosesc fluide cu viscozitate foarte scăzută.

5.8. Penetrabilitatea fluidelor de injectare în roci

Cunoscînd caracteristicile golurilor din roci, precum și ale fluidelor de injectare, înainte de executarea lucrărilor de impermeabilizare-consolidare este important de știut care din fluide vor putea fi utilizate și care va fi efectul realizat de ele.

Unul din principalele criterii ce trebuie avut în vedere la selecționarea celui mai corespunzător amestec de injectare este criteriul granulometric, deoarece cele mai multe fluide sînt constituite din suspensii care, la rîndul lor, sînt pompate în roci cu granulație sau fisuri cu deschidere diferită.

În fig. 5.66 sînt indicate limitele inferioare de utilizare, din punctul de vedere al granulozității terenului, a principalelor fluide de injectare. Aceste limite nu țin seama însă de permeabilitatea terenului întrucît la aceeași granulozitate, permeabilitatea poate fi mult diferită după gradul de îndesare. De asemenea ele pot fi modificate și de gradul de neuniformitate granulometrică. Terenurile cu o curbă granulometrică strînsă, deci cu porozitate și dimensiuni de pori mai mari au limite de penetrabilitate largi, așa cum arată fig. 5.66 iar cele cu o curbă granulometrică întinsă au limite mai strînse.

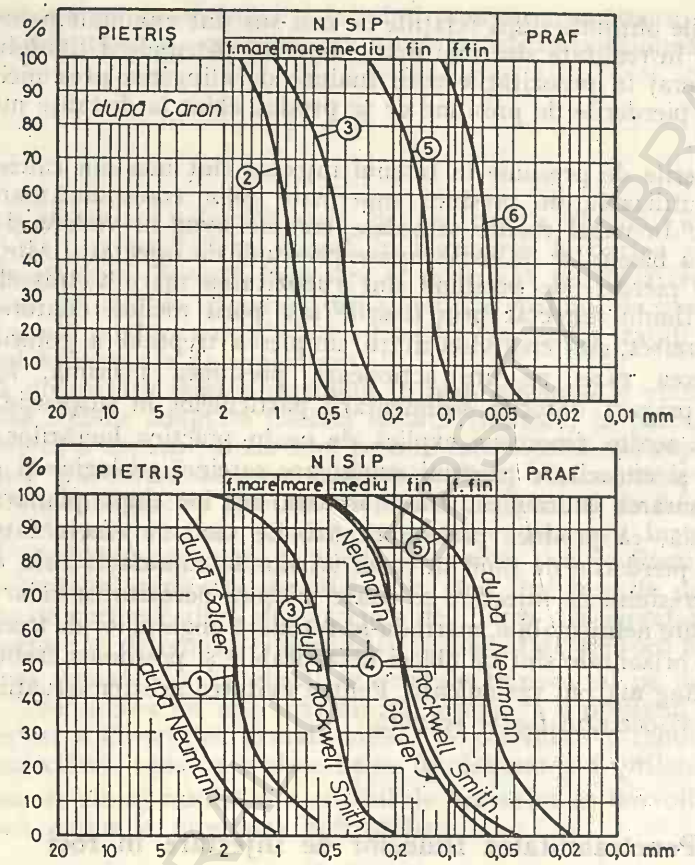


Fig. 5.66. Limitele de penetrabilitate bazate pe granulozitatea terenului a diverselor fluide de injectare:

1 — ciment; *2* — argilă + ciment; *3* — argilă; *4* — procedeu Joosten; *5* — gel de silice; *6* — emulsie de bitum-rășină.

Influența neuniformității granulației și a conținutului de fracțiuni fine asupra permeabilității rocilor granulare necoezive, iar indirect a aportului posibil în elemente fine provenite din fluidele de injecție se poate observa din fig. 5.67.

Curbele granulometrice din acest grafic, aproximativ corespunzătoare diverșilor coeficienți de infiltrație indicați, se caracterizează prin mărimile semnificative prezentate în tabelul 5.14. Rocile granulare cu numerele 2 și 3 avînd $K = 2...5.10^{-5}$ cm/s se situează la limita de penetrabilitate a celor mai fluide soluții (rășinile apoase monomerice) injectabile, datorită conținutului ridicat de fracțiuni fine și coeficienților de neuniformitate mari cu toate că granula lor maximă ajunge la 110 și 120 mm. Rocile cu granulozitate uniformă continuă devin slab permeabile dacă conțin sau li se adaugă prin injectare în continuarea curbei granulometrice 5...10% argilă.

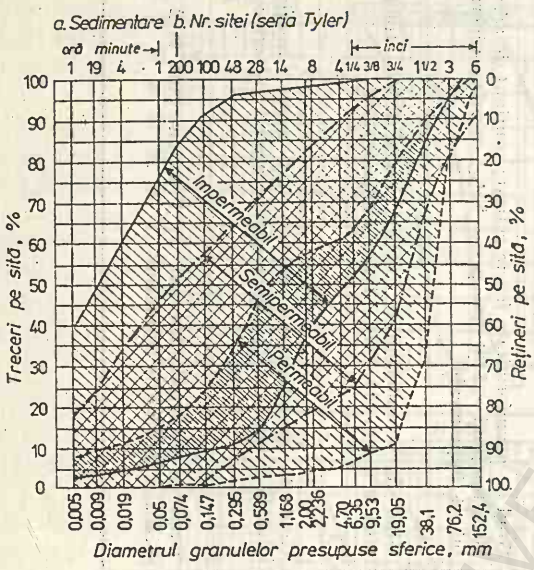
Procentul de argilă trebuie să crească la 15...25% pentru ca un teren cu granulozitate discontinuă, neuniformă, să devină impermeabil. Raportul

Tabelul 5.14.

Caracteristici granulometrice şi de permeabilitate ale rocilor granulare reprezentate în fig. 5.67

nr. crt.	K cm/s	Diametrul granulelor în mm					Coeficienţii de neuniformitate		Observaţii
		Diametrul minim	% < < 0,005	% < < 0,05	% < 2	% < 20	$d\frac{60\%}{10\%}$	$d\frac{50\%}{10\%}$	
1	10^{-6}	0,001	18	46	83	0	$\frac{0,97}{0,0025}=79$	$\frac{0,062}{0,0025}=25$	Procent crescut de fracţiuni sub 0.005 (18%) şi 2 mm (>75%). Teren impermeabil, neinjectabil
2	$2\cdot10^{-5}$	0,001	8	16	57	80	$\frac{3,71}{0,01}=371$	$\frac{0,77}{0,01}=77$	Grad de neuniformitate foarte ridicat; conţinut de argilă ≈ 10% fracţiuni <2.00 mm peste 50%; teren semipermeabil → impermeabil
3	$5\cdot10^{-5}$	0,002	3	7	38	70	$\frac{12,70}{0,18}=69$	$\frac{5,52}{0,18}=30$	Grad de neuniformitate ridicat; argile ≈ 5%, fracţiuni pînă la 2 mm 25...50%. Teren semipermeabil
4	10^{-3}	0,1	0	0	17	45	$\frac{30,4}{0,47}=65$	$\frac{28,5}{0,47}=60$	Grad de neuniformitate ridicat, fără argile; fracţiunile pînă la 2 mm < 25%. Teren semipermeabil → permeabil
5	$2\cdot10^{-1}$	0,05	0	0	4	12	$\frac{57,0}{14,25}=4$	$\frac{50,7}{14,25}=3,5$	Grad de neuniformitate sub 5; Fracţiuni pînă la 2 mm <5%. Teren foarte permeabil

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Zonele		Coeficientul de permeabilitate K, cm/s	
		Limita inferioară	Limita superioară
Permeabile		$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Semipermeabile		10^{-6}	10^{-3}
Impermeabile		10^{-9}	$5 \cdot 10^{-5}$

Fig. 5.67. Zonele de permeabilitate (după Post și Londe).

dintre permeabilitatea terenului supus injectării și finețea sa granulometrică pentru principalele clase granulometrice sînt arătate în tabelul 5.15.

Tabelul 5.15.

Coeficienții de infiltrație ai unor roci necoezive. Granulozități deschise (limitate)

Coeficientul de infiltrație K, cm/s	Natura terenului
$10^{-5} \ldots 10^{-4}$	nisip foarte fin...fin
$10^{-4} \ldots 10^{-3}$	nisip fin...nisip mediu
$10^{-3} \ldots 10^{-2}$	nisip mediu... nisip mare
$10^{-2} \ldots 10^{-1}$	nisip mare...pietriș
$10^{-1} \ldots 1$	pietriș...bolovăniș

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În fig. 5.68 sînt arătate limitele de penetrabilitate stabilite prin încercări de laborator și lucrări de teren atît după criterii granulometrice cît și după criteriul permeabilității pentru unele fluide de injectare.

CONSOLIDĂRI					Procedeul Joosten III Silicat labil
			Procedeul Joosten II		
		Procedeul Joosten I			
	Suspensii ciment				
Natura terenului					
Granulația Ø, mm	>5	5....2	2...0,2	1...0,06	<0,2
Permeabilitatea K, cm/s	$>10^{-1}$	$8....10^{-2}$	$>10^{-2}$	$>10^{-3}$	$<10^{-3}$
Denumirea	Pietriș	Pietriș - nisip grosier	Nisip grosier+mijlociu	Nisip mijlociu-f.fin	Nisip fin + foarte fin
IMPERMEABILIZĂRI	Suspensii ciment		Procedeul Jähde - sol. chimică III		
			Procedeul Shellperm (emulsii bitumin.)		

Fig. 5.68. Domeniile de utilizare a suspensiilor de ciment, după procedeele Joosten, Jahde (soluții silicat) și procedeul emulsiilor bituminoase (după Jähde).

Cambefort, pornind de la relația lui Kozeny între coeficientul de infiltrație și porozitate, și tinînd seama de raportul diametrului granulei și suprafața specifică a ajuns la următoarea relație:

$$d \leqslant c\sqrt{K}, \text{ (c fiind o constantă)}$$

ceea ce reprezentat în axe duble logaritmice conduce la o fîșie lineară cu panta 1/2 și ordonata la origine corespunzătoare celei mai reduse permeabilități tratabile curent ($K = 10^{-4}$ cm/s).

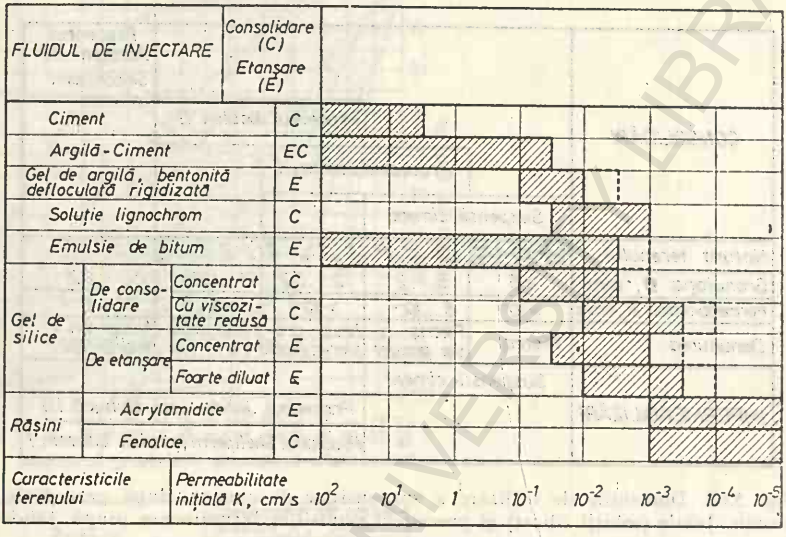
Penetrabilitatea suspensiilor în mediile permeabile fisurate sau granulare este condiționată (în afară de permeabilitatea mediului, vîscozitatea fluidului, presiune etc.) și de așa numita „limitare fizică de penetrare". Conform acesteia, dimensiunile suspensiilor din fluide trebuie să fie mai mici decît cele ale porilor mediului injectabil. Cercetări efectuate cu suspensii de ciment au arătat că pătrunderea acestora în roci granulare necoesive (nisipuri, pietrișuri) poate fi efectuată dacă [24] se respectă relația

$$D > \alpha d$$

în care d este diametrul maxim al suspensoizilor; D — diametrul minim al granulelor mediului de injectare; α — un coeficient de penetrare cu valoarea $10 < \alpha < 20$.

Valorile mici ale lui α se referă la terenuri cu granulozitate uniformă, iar cele mari pentru granulozități întinse.

O sinteză a utilizării celor mai noi tipuri de fluide de injectare în roci necoezive, în funcție de coeficientul lor de permeabilitate pentru scopuri de etanșare sau consolidare în lucrări subterane, este prezentată în fig. 5.69.



---- Domeniu de aplicare limitat de prețul de cost

Fig. 5.69. Domeniul de utilizare a fluidelor de injectare în terenuri mobile (după AFTES).

Suspensiile instabile de ciment simplu nu sînt utilizabile în roci necoezive decît dacă au coeficienții de permeabilitate mai mari decît 1 cm/s (bolovănișuri). În schimb suspensiile de argilă-ciment, dacă au stabilitatea și finețea ridicată, pot fi utilizate la roci cu coeficienți de infiltrație mai mari de $5 \cdot 10^{-2}$ cm^{-1} (pietriș cu nisip mare). Pentru gelurile cu argilă sau bentonită, limita inferioară poate coborî la $K > 10^{-2}$ cm/s (nisip mare), iar cea superioară este foarte apropiată de 10^{-1} cm/s. Un domeniu larg de utilizare la injecțiile de impermeabilizare au emulsiile bituminoase (reci), care încep de la bolovănișuri și ajung pînă la nisipuri mari și medii cu $K \leqslant 5.10^{-3}$ cm/s. Gelurile de silice au și ele o sferă largă de utilizare, de la nisipuri mari la nisipuri fine-adică pentru coeficienți de infiltrație de $10^{-1}...5.10^{-4}$ cm/s. Nisipurile fine, foarte fine și slab prăfoase, cu $K = 10^{-3}...10^{-5}$ cm/s, constituie medii injectabile cu rășini organice.

Utilizarea diverselor fluide de injectare la tratarea rocilor necoezive, stîncoase și refacerea construcțiilor din lucrările subterane sînt rezumate în tabelul 5.16.

La umplerea golurilor, cavităților datorate carstului, fisurilor mari și medii din rocile stîncoase pot fi folosite și fluide spumante sau expansive. În cazul golurilor sau crăpăturilor mari cu circulație abundentă de apă se pot utiliza bitumuri calde.

Metodele de etanșare și consolidare a rocilor, aplicarea lor în diverse situații, vor fi prezentate în volumul II al lucrării.

Tabelul 5.16.

Domeniul de utilizare a fluidelor de injectare uzuale (după AFTES)

		Pentru Etanşări	Pentru consolidări
Roci necoezive	Aluviuni grosiere	Argilă — Ciment Betonită—Ciment+Gel de silice	Ciment—Argilă Ciment—Bentonită+Gel
	Nisipuri	Gel de bentonită Gel de silice	Gel de silice + Ciment—Bentonită Gel de silice (dur)
	Nisipuri prăfoase	Gel de silice foarte diluat Răşini acrilamidice	Gel de silice (dur) cu slabă viscozitate Răşini fenolice
Roci coezive	Goluri Carsturi. fisuri mari	Argilă sau bentonită cu Ciment Argilă sau bentonită cu ciment + înlocuitori ± grosiere. Fluide aerate-expansive Bitumuri calde	Ciment-Argilă (Bentonită) cu înlocuitori± adausuri grosiere Fluid spumă de ciment
	Fisuri medii	Bentonită-Ciment Bentonită-Ciment+Inerte fine	Ciment Ciment-Bentonită Ciment-Bentonită+ Inerte fine
	Fisuri fine	Bentonită-Ciment foarte fin. Gel de silice-Bentonită-Ciment foarte fin.	Ciment foarte fin Ciment foarte fin- Bentonită
	Fisuri foarte fine	Gel de bentonită-Gel de silice Răşini acrilamidice	Gel de silice Răşini fenolice
Construcţii	Umpleri		Ciment-Argilă (sau bentonită) + înlocuitori+ Inerte fine
	Legătura	Bentonită-Ciment	Ciment+Fluidifiant-Stabilizant (Bentonită)
	Regenerări de zidării cu goluri deschise.	Betonită-Ciment fin Fluide aerate	Ciment foarte fin Ciment foarte fin-Bentonită
	Fisuri active	Răşini acrilamidice Geluri mixte Emulsie de latex	
	Fisuri fine	Răşini acrilamidice	Răşini epoxidice. poliesterice

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bibliografie

1. Adamovici, A. N., Kolinnov, D. V. (1964). *Țimentația osnovanii ghidrosoorujenii*, Energia, Moskva.
2. A.F.T.E.S. (1975), Association Française de Travaux Souterraines. *Recomandations concernant les traveaux d'injections pour les ouvrages souterraines*, Tunnelset ouvr. souterr., no. 10.
3. Butufei O., Georgescu M., Băianu L. (1977). *Consolidarea solurilor cu rășini sintetice*, Materiale plastice nr. 3, București.
4. Carafoli, E., Oroveanu, T. (1955). *Mecanica fluidelor*, Editura Academiei București.
5. Cioc, D. (1975). *Hidraulica*, Ed. Didact. și pedag., București.
6. Ciugaev, R. (1962). *Podzemnii kontur ghidrotechniceskih soorujenii*. Gosenergoizdat, Moskva
7. Cambefort, H. (1963). *Forages et sondages*, Eyrolles, Paris.
8. Cambefort, H. (1964). *Injection des sols*, Eyrolles, Paris.
9. Caron, C. (1965). *Consolidation des sables par injection de gel de silice*. Ann. de l'inst. tech. du batim. et des trav. publ. nr. 213 sept.
10. Caron, C. (1965). *Applications des résines synthétiques dans les traveaux publiques*. Ann. de l'inst. tech. du batim. et des trav. publ. nr. 235—236, juillet.
11. Caron, C. (1969). *Injections spéciales : réparation, consolidation, étanchéité*. Ann. de l'inst. tech. du batim. et des trav. publ. nr. 261 sept.
12. Filciakov, P. (1960). *Teoria filtrații pod ghidrtechniceskimi socrujeniami*, Ak. Nauk. Ukrain. S.S.R.
13. Georgescu M., (1969). *Presiunea apei în fisuri, importanța ei în proiectarea construcțiilor hidrotehnice*, Comunicare sesiune științifică ISPH, București.
14. Georgescu M., Ionescu S., Lecca O. (1980). *Normativ departamental* pt. proiectarea și execuția etansării și consolidării rocilor stîncoase prin injecții, I.S.P.H. București.
15. Jähde, H. (1953). *Injektionen zur Verbesserung von Baugrund und Bauwerk*. Verlagtehnik Berlin.
16. Kollbruner, C., Blatter, Ch. (1948). *Fundation und Konsolidation*, *Schweizer Druck* u. Verlaghaus
17. Lauffer, H. (1968). *Vorspanninjektionen für Druckstollen*. Felsmechanik u. ingenieurgeol. suppl. IV, Wien.
18. Louis C., Witke W, (1971), *Étude experimentall des ecoulements d'eau dans un massif rocheux fissuré*, Tachien projet Géotectonique nr. 1.
19. Mallet Ch, Paquant J. (1951). *Les barrages en terre*. Ed. La Houille Blanche Grenoble.
20. Miodrag, Srdič, Bubalo, (1970). *Determ. of natural possibilities and provide of imperm. of the Rama storage in karstregion*, Trans. X-th ICOLD vol. II, Montreal.
21. Nadu M. et al. (1977). *Studiul utilizării cenușilor de termocentrală pt. suspensii și mortare de ciment la injectarea voalului de la acumularea Bolboci*. I. C.H. București.
22. Nedriga V. P. (1956). *Voprosi filtrationnîi rasciot ghidrotehnic, sooruj.*, VODGEO, Moskva.
23. Papadakis M. (1957). *Recherches sur le malaxage à haute turbulence des suspensions de ciment*, Rev. des materiaux, ed. C. no 498 mars.
24. Papadakis M. (1959). *L'injectabilité des coulis et mortiers de ciment*. Rev. des mater. de constr. et de trav. publ. no 531 dec.
25. Pavlin B. (1970). *Kruscica storage basin in the cavernous karst area*, Trans. X-th ICOLD vol. II, Montreal
26. Pietraru V. (1962). *Asupra infiltrațiilor de colire a barajelor prin maluri ca o problemă a infiltrațiilor plan-orizontale*, Stud. și cercet, geot., fund. și constr. hidro. vol IV ISCH. București.
27. Pietratu V. (1977). *Calculul infiltrațiilor*, Ed. Ceres, București.
28. Plch J. (1964). *Tesnenie zemnych a balranitych hradzi a ich podlozia*. VUIS, Bratislava.
29. Polubarinova-Kocina (1952). *Teoria dvijenia gruntovih vod*, Gostehteoretizdat, Moskva.
30. Post G., Londe P. (1953). *Les barrages en terre compactée. Pratique americaines*. G. Villars, Paris.
31. Samama, Vigier, Huynh, Sabarly (1970). *Barrage sur l'Oued Nebaana*. Problèmes d'étanchéité de la retenue. Trans X-th ICOLD vol. II Montreal.
32. Stamatiu M. (1962). *Mecanica rocilor*, Ed. didactică și pedagogică, București.
33. Stănucă A. (1976). *Contribuții la studiul conlucrării cămășuelii galeriilor sub presiune și masivele stîncoase* (teză de doctorat). Inst. constr., București.
34. Talobre J. (1957), *La mécanique des roches appliquée aux travaux publics*. Dunod. Paris.
35. Verfel J., Tkany Z. (1974). Tesneni zakladovych pud, SNTL, Praha.
36. Wittke W. (1968). *Zur Reichweite von Injektionen in kluftigen Fels*. Felsmechanik u. ingenieurgeol. suppl. IV, Wien.
37. Zaruba Q., Mencl V. (1961). *Ingenieurgeologie*, Akademie Verlag Berlin.

6. Presiunea apei din pori, sufoziunea și afuierea

M. Florea

6.1. Presiunea apei din pori

6.1.1. Principiul presiunii efective

Presiunea apei din pori a fost descoperită de K. Terzaghi, făcînd o experiență de laborator cu vasul din fig. 6.1. Pe fundul vasului s-a așezat un strat de nisip de grosime mică pentru a se putea neglija presiunea ce provine din greutatea proprie. La nivelul median al stratului de nisip s-a montat un piezometru pentru a se putea urmări variația apei din vas. Deasupra stratului de nisip, în vas s a introdus apă pe adîncimea h_a. Presiunea u pe fața superioară a stratului de nisip este dată de mărimea coloanei de apă din vas:

$$u = \gamma_w h_a \tag{6.1}$$

în care γ_w este greutatea specifică a apei. Menținînd apa la cota h_a, stratul de nisip a fost ținut sub observație, fără a se înregistra o deformație de tasare măsurabilă. Îndepărtînd apoi presiunea u și înlocuind-o cu o presiune echivalentă provenind dintr-o încărcare mecanică, stratul de nisip a suferit o tasare evidentă. Această observație experimentală l-a condus pe Terzaghi la descoperirea principiului presiunii efective: dacă o rocă în stare saturată este supusă la un efort exterior σ, acesta se descompune în două părți, una preluată de scheletul mineral σ' denumită *presiune efectivă* sau *intergranulară* și alta u preluată de apa din porii rocii denumită *presiune neutră* (neutrală). Presiunea neutră poate avea o valoare pozitivă sau negativă. De exemplu, în zona de ridicare a apei prin capilaritate în teren, presiunea neutră are o valoare negativă. Cînd presiunea neutră are o valoare pozitivă, ea reprezintă presiunea

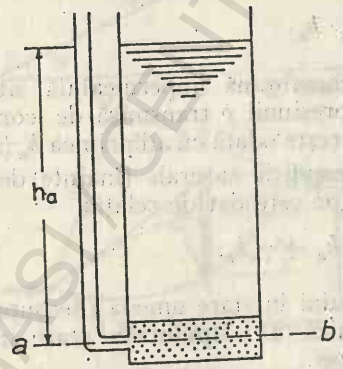


Fig. 6.1. Vasul lui Terzaghi.

apei din pori, denumită deseori și presiune interstițială. Efortul exterior σ aplicat pe o rocă saturată se descompune deci în două părți:

$$\sigma = \sigma' + u \tag{6.2}$$

BCU IAȘI / CENTRUL DE DOCUMENTARE / LIBRARY

Presiunea apei din pori nu joacă deci nici un rol în realizarea stării de compactare a rocilor. Este dovedit, de asemenea, că nici rezistența la forfecare nu depinde de presiunea apei din pori, ci numai de mărimea efortului efectiv ce acționează la contactul dintre granule:

$$\sigma' = \sigma - u \tag{6.3}$$

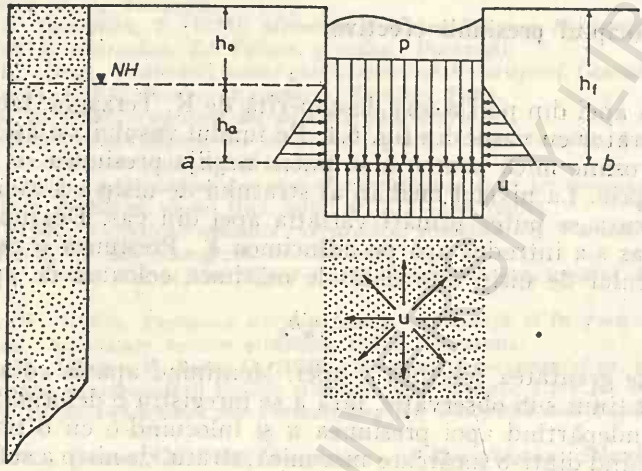


Fig. 6.2. Acțiunea presiunii apei din pori asupra unei fundații:

Presiunea apei din pori fiind de natură hidrostatică are aceeași mărime pe orice direcție în jurul unui punct (fig. 6.2). Dacă amplasamentul unei construcții este alcătuit dintr-un teren nisipos, în care avem un strat acvifer cu nivel liber la adîncimea h_0, pentru cazul în care vom funda o construcție sub nivelul hidrostatic, presiunea apei din pori acționează pe talpa fundației ca o subpresiune avînd expresia

$$u = \gamma_w \cdot h_a$$

Considerînd talpa fundației ca o membrană impermeabilă situată la adîncimea de fundare h_f, la acest nivel, presiunii p transmisă de construcție i se opune presiunea apei din pori u, care crește odată cu adîncimea h_a (fig. 6.2).

Urmărind notațiile din fig. 6.2, în condiții naturale (înainte de executarea fundației) efortul total σ pe planul ab este dat de relația

$$\sigma = \gamma h_0 + \gamma' h_a + \gamma_w h_a, \tag{6.4}$$

în care γ este greutatea volumică a nisipului în stare umedă (deasupra nivelului hidrostatic); γ' — greutatea volumică a nisipului în stare inundată (submersă); γ_w — greutatea specifică a apei.

Greutatea volumică în stare inundată se determină cu formula

$$\gamma' = (\gamma_s - \gamma_w)(1 - n) \tag{6.5}$$

în care γ_s este greutatea specifică, iar n — porozitatea.

Deoarece în formula (6.4) termenul $\gamma_w h_a$ reprezintă presiunea apei din pori, efortul efectiv pe planul *ab* este:

$$\sigma' = \gamma h_0 + \gamma' h_a \tag{6.6}$$

iar efortul total:

$$\sigma = \sigma' + u.$$

6.1.2. Rolul presiunii apei din pori în formarea alunecărilor de teren

În baza principiului presiunii efective descoperit de Terzaghi în 1920, ecuația lui Coulomb elaborată cu circa 150 ani mai înainte, care are expresia

$$\tau = \sigma \operatorname{tg}\varphi + c, \tag{6.7}$$

devine ecuația Coulomb-Terzaghi:

$$\tau' = (\sigma - u) \operatorname{tg} \varphi' + c'$$

$$\tau' = \sigma' \operatorname{tg} \varphi' + c' \tag{6.8}$$

în care τ este efortul unitar tangențial la rupere; σ — eforul unitar normal la rupere; φ — unghiul de frecare interioară; c — coeziunea; τ' — efortul efectiv unitar tangențial; σ' — efortul efectiv unitar normal; φ' — unghiul

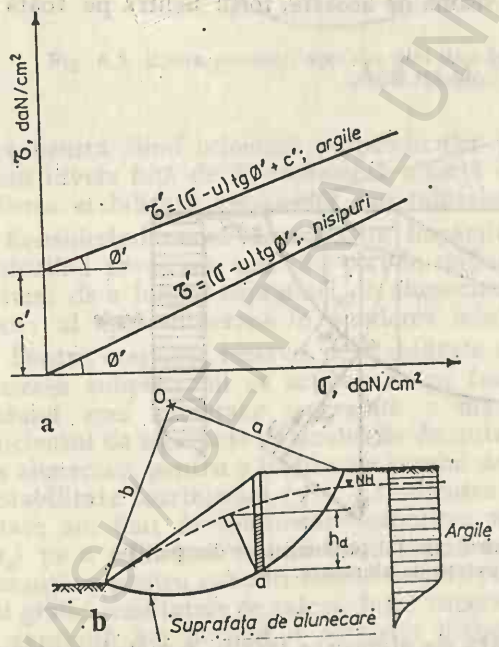


Fig. 6.3. Acțiunea presiunii apei din pori asupra suprafeței de alunecare.

de frecare interioară, determinat pe baza presiunilor efective; c' — coeziunea, determinată pe baza presiunilor efective; termenul u își menține semnificația de mai înainte.

Reprezentarea grafică a ecuației Coulomb-Terzaghi, pentru argile și nisipuri, este redată în fig. 6.3*a*.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Presiunea apei din pori acționează perpendicular pe suprafețele de alunecare ce se formează în versanți și taluze. În fig. 6.3*b* este reprezentat un taluz săpat în argile cuaternare care cuprind și un strat acvifer cu nivel liber. Taluzul alunecă după o suprafață cilindrică-circulară. În taluz se află un piezometru care interceptează suprafața de alunecare în punctul *a*. Presiunea apei din pori în punctul *a* este

$$u = \gamma_w h_a$$

unde h_0 este proiecția pe verticală a echipotențialei ce trece prin a (fig. 6.3*b*).

Presiunea apei din pori acționează în punctul *a* perpendicular pe suprafața de alunecare, contribuind la creșterea forțelor de alunecare.

În fig. 6.4 este reprezentat un taluz în care s-a separat o fîșie de lățime *b*. Forța totală a acestei fîșii, dată de greutatea ei proprie, este reprezentată prin vectorul vertical *G* translatat din centrul de greutate al fîșiei în punctul *a* situat pe suprafața de alunecare la mijlocul arcului de cerc *l* al fîșiei. Vectorul *G* se descompune într-o componentă *N*, normală la suprafața de alunecare (care reprezintă o forță de rezistență ce se opune alunecării), și o componentă *T* tangențială la suprafața de alunecare, care este o forță de alunecare. În calculul forței *G* nu s-a ținut seama de prezența stratului acvifer. Considerînd acțiunea apei subterane, pe arcul de cerc *l* acționează presiunea apei din pori $u = \gamma_w h_a$. Ținînd seama de aceasta, forța neutră pe toată fîșia este

$$U = u \cdot l \tag{6.9}$$

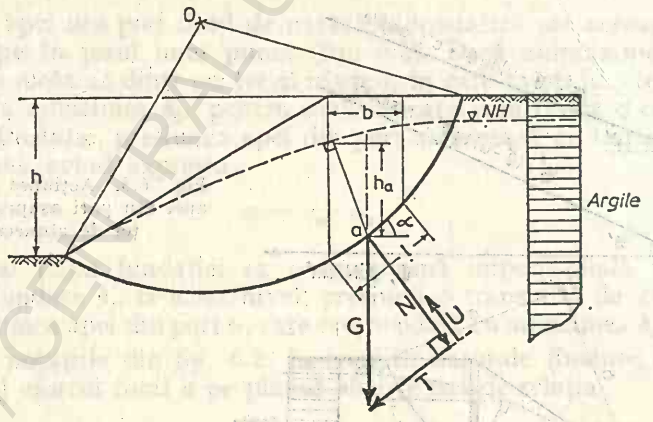


Fig. 6.4. Schemă pentru calculul presiunii apei din pori pe suprafața de alunecare.

Avînd în vedere că suprafața de alunecare face în punctul *a* unghiul α cu orizontala, mărimea *l* se determină cu expresia

$$l = \frac{b}{\cos \alpha} \tag{6.10}$$

Ținînd seama de relațiile (6.1) și (6.10), ecuația (6.9) pentru calculul forței neutre devine

$$U = \gamma_w h_a \frac{b}{\cos \alpha} \tag{6.11}$$

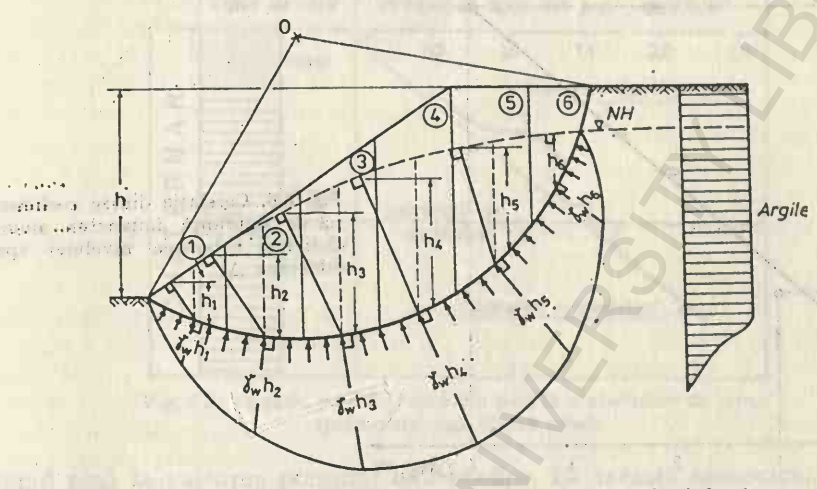


Fig. 6.5. Epura presiunii apei din pori de-a-lungul suprafeței de alunecare (după Hough).

Forța neutră fiind orientată perpendicular pe suprafața de alunecare, dar în sens invers față de N, reprezintă o forță de alunecare care poate duce la pierderea stabilității versanților sau taluzelor.

Considerînd masa alunecătoare împărțită în mai multe fîșii (fig. 6.5) și calculînd presiunea apei din pori în mijlocul fiecărei fîșii se obține epura presiunii de-a lungul suprafeței de alunecare, care ne dă imaginea efectului negativ al apei subterane în pierderea echilibrului versanților și taluzelor.

Pentru creșterea rezervei de stabilitate a versanților și taluzelor, pentru reducerea subpresiunii ce acționează pe fundațiile construcțiilor, coborîrea nivelului apei subterane reprezintă o măsură foarte eficientă. Calculînd coeficientul de siguranță al iazului de decantare de pe Valea Devei, la cedarea prin alunecare, pentru o înălțime a iazului de circa 60 m, a rezultat o rezervă de stabilitate foarte mică ($\eta < 1{,}1$). Pentru îmbunătățirea condiției de stabilitate am luat în considerare coborîrea nivelului apei subterane din iaz (Δh_a) pe o adîncime variind între 1 și 4 m și am calculat coeficientul de siguranță η pentru coborîri succesive ale apei, de cîte 1 m fiecare. Reprezentînd grafic rezultatele de calcul, între coborîrea apei subterane și coeficientul de siguranță s-a obținut o corelație liniară reprezentată printr-o dreaptă redată în fig. 6.6 (Florea M. N., 1979). Din grafic se poate observa că prin coborîrea cu 4 m a apei subterane s-a obținut o creștere a coeficientului de siguranță de la $\eta < 1{,}1$ la $\eta > 1{,}2$, ceea ce reprezintă o îmbunătățire substanțială a rezervei de stabilitate.

Prin coborîrea apei subterane se realizează de fapt reducerea presiunii apei din pori și deci reducerea forței neutre totale pe suprafața de alunecare

(U). Estimînd reducerea forței neutre totale la iazul de decantare de pe Valea Devei, pentru coborîrile succesive ale apei subterane de la 1—4 m considerate mai înainte, între coeficientul de siguranță și reducerea forței neutre s-a

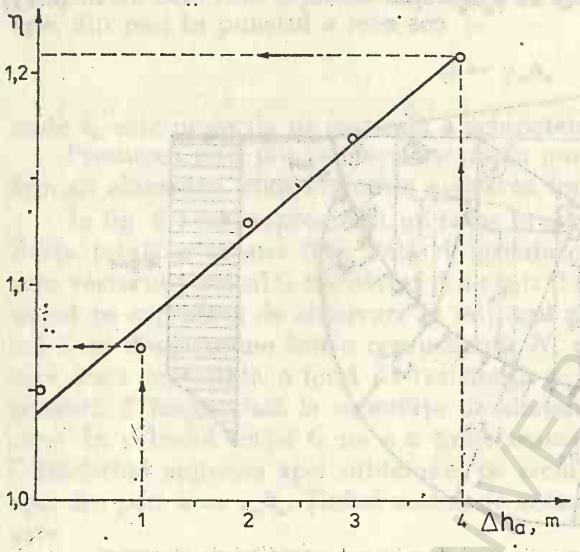


Fig. 6.6. Corelația dintre coeficientul de siguranță împotriva alunecării η și coborîrea nivelului apei subterane Δh

obținut de asemenea tot o corelație liniară (fig. 6.7). În acest caz, pentru fiecare coborîre a apei subterane cu 1 m a rezultat o micșorare a forței neutre de circa 150 t/m.l, ceea ce reprezintă o reducere foarte importantă a forțelor alunecătoare, ducînd la creșterea coeficientului de siguranță la o valoare satisfăcătoare pentru asigurarea stabilității.

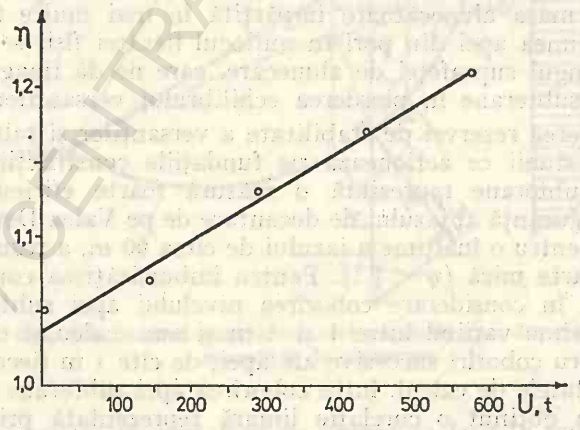


Fig. 6.7. Corelația dintre coeficientul de siguranță împotriva alunecării η și reducerea forței neutre U prin coborîrea apei subterane.

Presiunea apei din pori este de natură hidrostatică, dar ea poate fi egală cu sau mai mare decît presiunea hidrostatică din cuprinsul stratului acvifer. Să urmărim variația presiunii apei din pori la două alunecări de teren for-

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mate în argile sensitive de tip „quick clay" din Scutul Scandinaviei. Astfel, la alunecarea a cărei coloană litologică este redată în fig. 6.8, presiunea apei din pori în masa alunecătoare este mai mare decît presiunea hidrostatică. Sub suprafața de alunecare, însă, presiunea apei din pori se reduce destul de

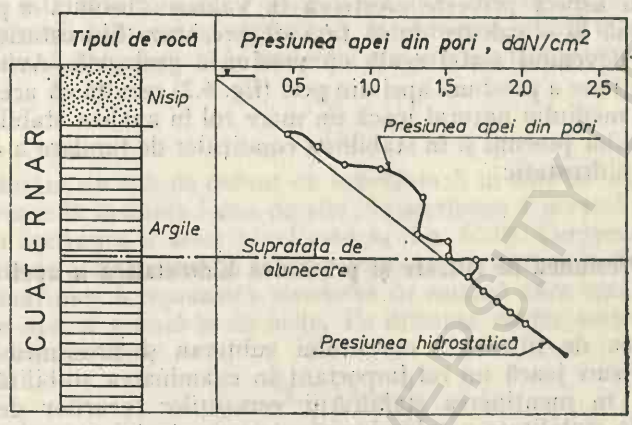


Fig. 6.8. Variația presiunii apei din pori la o alunecare de teren (prelucrare după Hutchinson).

rapid pînă la valoarea presiunii hidrostatice. La această alunecare, valoarea maximă a presiunii apei din pori, la o adîncime dată, este cu circa 1/3 mai mare decît presiunea hidrostatică considerată în același punct. În cuprinsul masei alunecătoare versantul avînd structura naturală deranjată, presiunea geologică nu mai poate fi preluată decît în parte de scheletul mineral (cea mai

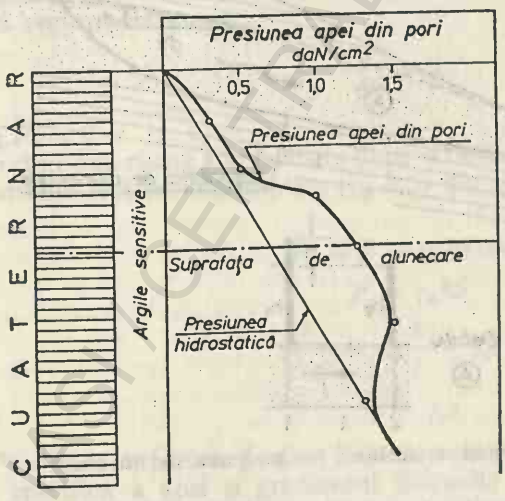


Fig. 6.9. Variația presiunii apei din pori în jurul suprafeței de alunecare (prelucrare după Eide și Bherrum).

mare parte fiind transmisă apei), ceea ce are drept urmare creșterea presiunii apei din pori. În fig. 6.9 este redată diagrama presiunii apei din pori înregistrată pentru o altă alunecare formată tot în argile sensitive. La această diagramă sînt de reținut două aspecte. Primul se referă la extinderea considerabilă a presiunii apei din pori sub suprafața de alunecare. Practic, diagrama arată

o distribuție aproximativ simetrică a presiunii apei din pori de o parte și alta a suprafeței de alunecare. Valorile ridicate ale presiunii apei din pori sub suprafața de alunecare trădează o degradare avansată a structurii rocii în adîncime, chiar la roca în loc, ceea ce duce la creșterea presiunii neutre. Cel de al doilea aspect privește creșterea în valoare absolută a presiunii apei din pori, pînă la o valoare dublă față de presiunea hidrostatică la o adîncime dată, devenind astfel egală cu presiunea geologică. Avînd în vedere sensul de acțiune a presiunii apei din pori (fig. 6.2) rezultă că acest parametru hidraulic al mediului natural joacă un mare rol în analiza stabilității versanților și taluzelor precum și în stabilirea condițiilor de fundare a construcțiilor sub nivelul hidrostatic.

6.1.3. Presiunea de filtrare și presiunea hidrostatică a apei din fisuri

Presiunea de filtrare a curentului subteran și presiunea hidrostatică a apei din fisuri joacă un rol important în examinarea stabilității terenului de fundare, în menținerea stabilității versanților lacurilor de acumulare, în analiza de stabilitate a taluzelor săpate sub nivelul hidrostatic și în alte lucrări inginerești. Un rol cu totul deosebit îl are presiunea de filtrare în iazurile de decantare din industriile minieră, chimică și energetică, unde în curgerea subterană se realizează gradienți hidraulici foarte mari, care depășesc de 5—10 ori valorile obișnuite din curgerea naturală.

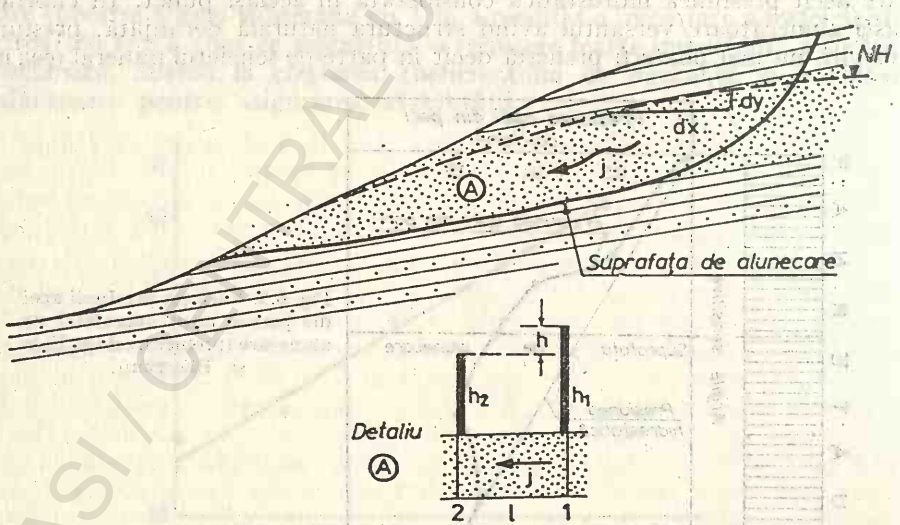


Fig. 6.10. Schema presiunii de filtrare: j — presiunea de filtrare.

Presiunea de filtrare depinde de gradientul hidraulic al curgerii subterane și de greutatea sepecifică a apei. Ea este independentă de permeabilitatea mediului filtrant (Cambefort H., 1971). În fig. 6.10 este redată o secțiune geologică ce cuprinde un strat de nisip în partea de mijloc, în care se află un strat acvifer cu nivel liber. Ca urmare a acțiunii cumulate a mai

multor cauze, printre care și presiunea de filtrare, în versant s-a format o suprafață de alunecare. Să vedem în ce constă acțiunea presiunii de filtrare (denumită și *presiune hidrodinamică*), în producerea acestei alunecări de teren, și care este mărimea ei. Folosind notațiile din fig. 6.10, gradientul hidraulic al curgerii subterane i reprezintă, în elemente infinit mici, mărimea pierderii de sarcină dy raportată la proiecția orizontală a distanței parcurse dx:

$$i = \frac{dy}{dx} \tag{6.12}$$

Să considerăm un tub de curent cu suprafața S în care se separă secțiunile *1* și *2*, situate la distanța l una de alta; în secțiunea *1* nivelul piezometric este h_1, iar în secțiunea *2* acest nivel este h_2 (fig. 6.10). Curgerea subterană are loc ca urmare a diferenței de nivel piezometric h între cele două secțiuni considerate; mărimea h reprezintă pierderea de sarcină care rezultă datorită frecării dintre apă și granulele de nisip. Pe distanța dintre secțiunile *1* și *2* gradientul hidraulic este

$$i = \frac{h_2 - h_1}{l} = \frac{h}{l} \tag{6.13}$$

Pentru estimarea presiunii de filtrare se pleacă de la teorema cantității de mișcare:

$$\Sigma \vec{F}_e = \frac{d \Sigma m\vec{V}}{dt} \tag{6.14}$$

în care $\Sigma \vec{F}_e$ este suma geometrică a tuturor forțelor de mișcare prezente în apă, iar $\Sigma m\vec{V}$ — cantitatea de mișcare.

În regim permanent

$$\frac{dV}{dt} = 0 \tag{6.15}$$

deci $\Sigma \vec{F}_e = 0$

Forțele exterioare sînt formate dintr-o forță opusă presiunii de filtrare (F) și rezultanta forțelor hidrostatice ($\gamma_w\, h\, S$) din secțiunile *1* și *2*. Se poate deci scrie:

$$\Sigma \vec{F}_e = F + \gamma_w h S = 0 \tag{6.16}$$

$$F = \gamma_w h S$$

$$\frac{F}{l \cdot S} = \gamma_w \frac{h}{l} = \gamma_w i$$

$$j = \gamma_w i \tag{6.17}$$

Presiunea de filtrare j este o forță de volum dată de produsul dintre greutatea specifică a apei și gradientul hidraulic al curgerii subterane. Ea se exprimă în tf/m^3 (kN/m^2).

Presiunea de filtrare este independentă de debitul de curgere.

Viteza de filtrare după legea lui Darcy are expresia

$$v = ki \tag{6.18}$$

în care k este coeficientul de filtrare, în cm/s.

Debitul de filtrare pentru o secțiune S este

$$Q = vS \tag{6.19}$$

Ținînd seama de ecuațiile (6.17) — (6.19), să luăm un exemplu de calcul privind curgerea subterană a unui iaz de decantare din industria minieră, unde gradienții hidraulici sînt foarte mari. Dacă vom considera un gradient hidraulic $i = 1$, în baza ecuației (6.17) presiunea de filtrare este $j = \gamma_w \cdot i = 1.1 = 1tf/m^3 \approx 9{,}8$ kN/m^3. Pentru o secțiune $S = 1$ m^2 și un coeficient de filtrare pentru nisipuri $k = 10^{-3}$ cm/s, debitul curgerii subterane este: $Q = k.i.S = 10^{-3} \cdot 1 \cdot 10^4 = 10$ cm^3/s $= 36$ l/h. Menținînd aceeași presiune de filtrare, în cazul curgerii prin argile la un coeficient de filtrare $k = 10^{-7}$ cm/s, debitul are valoarea: $Q = k \cdot i \cdot S = 10^{-7}\, 1 \cdot 10^4 = 10^{-3}$ cm^3/s $= 3{,}6$ cm^3/h. Recapitulînd rezultatele obținute, se observă că la aceeași presiune de filtrare $j = 9{,}8$ kN/m^3, debitul curgerii subterane este foarte diferit, $Q = 36$ l/h la nisipuri și $Q = 3{,}6$ cm^3/h la argile, ceea ce dovedește faptul că presiunea de filtrare nu este influențată de debitul de curgere.

Presiunea de filtrare acționează pe direcția liniilor de curent ale curgerii subterane contribuind la creșterea forțelor de alunecare. Ea apare ca un rezultat direct al rezistenței pe care rocile o opun procesului de filtrare. Studiul presiunii de filtrare în iazurile de decantare ale industriei miniere este o problemă de mare actualitate și de largă perspectivă în țara noastră, avînd în vedere ritmul mare de creștere a industriei miniere și sporirea corespunzătoare a capacităților de preparare a minereurilor. În iazurile de decantare presiunea de filtrare este un factor care poate duce la pierderea stabilității generale.

În cazul în care curgerea subterană este ascendentă, presiunea de filtrare poate să devină egală sau chiar mai mare decît greutatea volumică în stare inundată a rocilor granulare ($j \geqslant \gamma'$), moment în care granulele de nisip se află în stare de plutire, terenul își pierde capacitatea portantă iar corpurile care se află la suprafața terenului, inclusiv oamenii, se pot afunda pe 2—3 m (Cambefort H., 1971). Iată un alt gen de pericol provocat de presiunea de filtrare.

Presiunea hidrostatică a apei din fisurile rocilor stîncoase acționează pe o direcție perpendiculară pe pereții fisurilor, contribuind la dislocarea masivului. Efectul negativ asupra stabilității este sporit de înghețul periodic al apei din fisuri, care dezvoltă presiuni ce depășesc în multe cazuri rezistența rocilor. Exemplificăm efectul negativ al presiunii hidrostatice prin alunecarea de mari proporții de pe Valea Vajont-Italia, produsă în 1963. Pe această vale, cu trei ani mai devreme s-a terminat construcția unui baraj în arc, cu o înălțime de circa 260 m, fiind cel mai mare baraj în arc din lume la data execuției lui. În cuprinsul lacului de acumulare, în octombrei 1963 s-a produs o mare alunecare de teren, cea mai mare catastrofă din istoria contrucțiilor hidrotehnice, în care și-au pierdut viața circa 2000 de oameni. Alunecarea a avut loc în calcare fisurate (Malm). Alături de alte cauze, presiunea hidrostatică a apei din fisuri a jucat un rol important în producerea procesului de alunecare. Din cercetările de detaliu ce au fost făcute după producerea alunecării, a rezultat că presiunea hidrostatică a dat o rezultantă totală de circa 1,8 milioane tone și a acționat pe o surapfață de fisurație de $1{,}5 \cdot 10^5$m^2 (Müller R., 1964).

6.2. Sufoziunea

6.2.1. Stadiul actual al cunoașterii sufoziunii

Termenul „sufoziune" vine de la cuvîntul latinesc s u f f o s i o care înseamnă subminare. Termenul a fost introdus de A. P. Pavlov în 1898. Datele de observație folosite de Pavlov se referă la o formațiune cu cretă în care se afla un strat acvifer, acoperită de o serie de argile. Ca urmare a acțiunii de dizolvare a apei subterane, în cretă s-a format o serie de goluri, produsele nedizolvate de apă fiind transportate de curentul subteran și redistribuite în golurile rezultate prin dizolvare. Acoperișul golurilor subterane pierzîndu-și rezistența (sub presiunea stratelor de deasupra) s-a prăbușit antrenînd și argilele de la suprafață care au mulat golurile subterane. În acest fel în suprafața morfologică au apărut mici depresiuni. Acest proces fizico-geologic a fost denumit de Pavlov *sufoziune*. Cu timpul datele de observație s-au înmulțit și s-au diversificat, ceea ce a determinat ca sufoziunea descrisă de Pavlov să ia denumirea de „sufoziune chimică". Acest gen de sufoziune este legat, în principal, de dizolvare (prin care are o asemănare cu procesul carstic), însoțită sau continuată de procesul de transport al fragmentelor nedizolvate de roci. Sufoziunea chimică este dovedită și în loess, precum și în rocile loessoide. Sufoziunea chimică este foarte lentă, se produce într-o perioadă mare de timp, practic la scară geologică. Se dizolvă mai întîi cimentul de legătură și ca urmare granulele minerale devin libere și pot să se deplaseze. În primul rînd se dizolvă sărurile depuse pe pereții porilor, apoi granulele alcătuite din carbonați. În acest mod porii se măresc, ceea ce permite transportul granulelor mici rămase nedizolvate. La loess, după dizolvarea cimentului calcaros particulele argiloase și nisipurile fine sînt antrenate și spălate din rocă. Același proces se poate observa și la nisipurile slab cimentate, cu ciment calcaros.

În cele opt decenii care s-au scurs de la apariția noțiunii de sufoziune, datele de observație au permis definirea „sufoziunii hidrodinamice", inîlnită în literatura de specialitate sub denumirea improprie de „sufoziune mecanică". Sufoziunea hidrodinamică avînd o răspîndire mult mai mare în natură în raport cu sufoziunea chimică, în prezent ea tinde să ocupe întregul conținut al noțiunii de sufoziune. În practică procesul de sufoziune este înțeles de fapt ca s u f o z i u n e h i d r o d i n a m i c ă.

Sufoziunea hidrodinamică are loc în roci nisipoase de orice vîrstă, în depozitele de terasă precum și în terenuri precuaternare formate dintr-un amestec de nisip cu pietriș. Sofoziunea hidrodinamică reprezintă un proces de antrenare de către apa subterană a celor mai fine granule din masa rocilor nisipoase, atunci cînd în procesul de filtrare se depășește o anumită viteză denumită *viteză critică*. Antrenarea granulelor de nisip se produce ca urmare a presiunii de filtrare, a forței hidrodinamice a curgerii subterane. Iată dece este improprie denumirea de sufoziune mecanică la care ne-am referit mai înainte. Antrenarea fiind efectuată de o forță hidrodinamică este normal ca procesul de sufoziune ce are loc să poarte denumirea de *sufoziune hidrodinamică*. Prin antrenarea particulelor fine rocile nisipoase se afînează, ceea ce pentru terenul de fundare a construcțiilor reprezintă o condiție cu totul

nefavorabilă, atît în stabilirea capacității portante cît și pentru mărimea tasării probabile. Prin acțiunea de durată a presiunii hidrodinamice, în rocile nisipoase se formează mici goluri orientate pe direcția liniilor de curent, în sensul curgerii subterane. Prin evoluția ulterioară a sufoziunii hidrodinamice golurile se măresc, acoperișul lor se prăbușește, ceea ce determină apariția pe suprafața morfologică a unor depresiuni cu diferite forme geometrice avînd marginile abrupte asemenea unui perete, cărora li s-a dat denumirea de „pîlnii sufozionare". Prezența pîlniilor sufozionare în terenul de fundare poate duce la degradarea parțială sau la distrugerea totală a construcțiilor. Epuismentele directe făcute în rocile nisipoase pot genera procese sufuzionare deosebit de periculoase pentru amplasamentele construcțiilor. Vom reveni cu exemple. De asemenea, curgerea subterană în iazurile de decantare produce numeroase pîlnii sufozionare, care pot pune în pericol stabilitatea generală. Vom reveni, de asemenea, cu exemple și pentru iazurile de decantare.

În formarea sufoziunii hidrodinamice, un rol important îl are viteza de filtrare, mărimea ei critică care face trecerea de la curgerea laminară (în care nu se produce sufoziunea) la curgerea turbulentă care declanșează procesele sufozionare. Este deci necesar în studiul sufoziunii să cunoaștem „viteza critică de filtrare", care poate fi determinată cu ajutorul formului lui Pavlovski:

$$v_{cr} = 0{,}002\ (0{,}75\ n + 0{,}23)\frac{\mathrm{Re}}{d} \qquad (6.20)$$

în care n este porozitatea; d — diametrul granulelor de nisip; Re — numărul Reynolds.

În producerea sufoziunii hidrodinamice, cercetarea experimentală de laborator a fost orientată spre cunoașterea mărimii diametrelor granulelor de nisip supuse antrenării. Astfel, Kozlov studiind sufoziunea hidrodinamică la contactul dintre două strate, unul de nisip cu diametrul granulelor d între 0,088 mm și 0,5 mm și altul de pietriș mic cu D între 2 și 15 mm, a stabilit o relație empirică pentru viteza critică de antrenare, care are expresia

$$v_{cr} = 0{,}6\, d_{60}^2 \left[1 - 1000\left(\frac{d_{60}}{D_{60}}\right)^2\right] \qquad (6.21)$$

în care d_{60} și D_{60} sînt diametrele celor două fracțiuni granulare corespunzătoare procentelor de 60%, preluate de pe curbele de granulozitate.

Cercetarea experimentală de laborator a dat rezultate care sînt în concordanță cu datele teoretice. Astfel, studiind mărimea vitezei critice de filtrare în funcție de mărimea diametrelor granulelor de nisip, Maslov a obținut datele din tabelul 6.1., iar Djostin pe cele înscrise în tabelul 6.2 Din aceste tabele

Tabelul 6.1.

Viteza critică de antrenare (după Maslov)

d [mm]	1	0,5	0,1	0,05	0,01	0,005	0,001
v_{cr} [cm/s]	10	7	3	2	0,5	0,12	0,02

Tabelul 6.2.

Viteza critică de antrenare (după Djostin)

d (mm)	5	3	1	0,8	0,5	0,1	0,08	0,05	0,03	0,01
v_{cr} cm/s	22,1	17,3	9,85	8,83	6,97	3,05	2,79	2,19	1,74	0,98

se poate vedea că viteza critică de antrenare a nisipului v_{cr} se reduce pe măsura descreşterii diametrului granulelor d.

Date experimentale privind viteza de antrenare a particulelor sînt în general puține iar cele publicate se întîlnesc şi mai rar. Autorii nu menționează nimic cu privire la gradul de îndesare a rocilor, domeniul de variație a diametrelor granulelor sau alți parametri fizici ai nisipurilor experimentate, ceea ce face ca valorile vitezei critice de antrenare din tabelele 6.1 şi 6.2 să aibă un caracter informativ.

Studiind sufoziunea hidrodinamică pe nisipuri alcătuite din două fracțiuni granulare diferite, Bocikov a stabilit că acest proces are cea mai mare dezvoltare atunci cînd sînt întrunite următoarele condiții:

$$\frac{D}{d_0} \geqslant 2{,}5 \tag{6.22}$$

$$\frac{d_0}{d} \geqslant 8 \tag{6.23}$$

$$\frac{D}{d} \geqslant 20 \tag{6.24}$$

în care D este diametrul granulelor nisipului mare; d — diametrul granulelor nisipului fin; d_0 — diametrul porilor formați de nisipul mare.

Evident că în alcătuirea granulometrică a unui nisip participă o gamă mult mai mare de dimensiuni, particule avînd diametrele înscrise între cele două fracțiuni considerate mai înainte, ceea ce reduce intensitatea sufoziunii hidrodinamice.

Viteza critică de filtrare care generează procesele sufozionare este determinată, pentru un coeficient de filtrare dat, de gradientul hidraulic al curgerii subterane, care ia valori din ce în ce mai mari pînă la o valoare limită (cînd apare antrenarea particulelor fine), denumită „gradient hidraulic critic". După Zamarin gradientul hidraulic critic i_{cr} se poate determina cu formula

$$i_{cr} = (\gamma_s - \gamma_w)(1 - n) + 0{,}5\, n \tag{6.26}$$

în care γ_s este greutatea specifică a nisipului; γ_w — greutatea specifică a apei; n — porozitatea nisipului.

În formula 6.25 termenul $\gamma_s - \gamma_w$ are o valoare practic constantă pentru marea majoritate a rocilor nisipoase, gradientul critic depinzînd aproape exclusiv de porozitatea rocilor. Relația de calcul este în concordanță cu datele de observație. Cînd porozitatea nisipului este mică, valoarea gradientului hidraulic necesar pentru producerea sufoziunii este mare, nisipul aflîndu-se

în stare îndesată. Dacă același nisip în altă parte a stratului are o porozitate mare, ceea ce poate corespunde unei stări afînate, procesele sufozionare încep la un gradient hidraulic mult mai mic. Ar putea rezulta de aici concluzia că valorile din ce în ce mai mari ale porozității unui nisip dat ne conduc la gradienți hidraulici critici descrescători. În stadiul actual al cunoașterii sufoziunii, însă, nu este studiată corelația dintre gradul de îndesare al rocii nisipoase și gradientul hidraulic critic generator de procese sufozionare. Pentru determinarea gradientului hidraulic critic Istomina pleacă de la viteza critică de antrenare obținută experimental și calculează viteza medie de antrenare pe baza porozității efective, folosind relația

$$v_m = \frac{v_{cr}}{n_e} \tag{6.26}$$

în care v_m este viteza medie de antrenare a granulelor; v_{cr} — viteza critică de antrenare determinată experimental; n_e — porozitatea efectivă a rocii, care se obține folosind expresia

$$n_e = n\left((1 - 0{,}114\,\frac{1-n}{n}\right) \tag{6.27}$$

n fiind porozitatea totală a rocii.

Viteza medie de antrenare permite estimarea diametrului mediu al granulelor:

$$d_m = \frac{1{,}9\sqrt{\gamma_w}}{\sqrt{\gamma_s - \gamma_w}}\sqrt{\gamma_s \cdot v_m} \tag{6.28}$$

în care d_m este diametrul mediu al granulelor de nisip; ceilalți parametri își menține semnificația menționată anterior.

Diametrul porilor rocii sufozionate se determină cu relația

$$d_0 = 3{,}1\sqrt{\frac{\gamma_w k \eta}{n_e}} \tag{6.29}$$

în care d_0 este diametrul porilor; k — coeficientul de filtrare; η — vîscozitatea dinamică a apei.

Cu aceste date se calculează gradientul hidraulic critic generator al sufoziunii hidrodinamice:

$$i_{cr} \simeq 4{,}5\left(\frac{d_m}{d_0}\right)^2 \tag{6.30}$$

Studiind corelația dintre gradientul hidraulic și coeficientul de neuniformitate al rocilor nisipoase, Istomina a separat, pe cale experimentală, domeniul gradienților critici care produc procese sufozionare, de cel al gradienților admisibili inofensivi pentru structura rocilor (fig. 6.11), pentru o filtrare ascendentă. În graficul din fig. 6.11 se poate vedea o cădere mare a curbei ce separă cele două domenii, de la gradientul hidraulic $i = 1$ la $i = 0{,}3$, pentru valori continuu crescătoare ale coeficientului de neuniformitate, Cu alte cuvinte, atunci cînd depozitele nisipoase au valori mici ale coeficientului de neuniformitate, sufoziunea nu găsește condiții de dezvoltare. Uni-

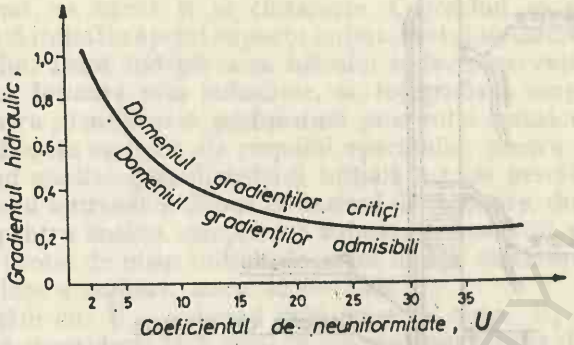


Fig. 6.11. Corelația dintre gradientul hidraulic și coeficientul de neuniformitate.

formitatea granulară împiedică sau îngreuiază foarte mult apariția sufoziunii hidrodinamice. În fig. 6.11 se poate observa că gradientul critic necesar pentru sufoziune are valori de 2—3 ori mai mari în domeniul nisipurilor uniforme față de cele din nisipurile neuniforme.

6.2.2. Cercetarea experimentală de laborator

Cercetarea experimentală a sufoziunii reprezintă mijlocul de bază prin care putem cunoaște modul de apariție și de dezvoltare a acestui fenomen care are urmări negative asupra terenului de fundare format din roci granulare. Studiul de laborator are drept scop identificarea gradientului hidraulic critic generator al procesului sufozionar și stabilirea unor corelații între gradientul critic și parametrii fizici ai rocilor nisipoase: diametrul granulelor, coeficientul de neuniformitate, greutatea volumică în stare uscată, porozitatea și gradul de îndesare. În cercetările de laborator s-au obținut unele rezultate privind gradientul hidraulic critic (Florea M.N., 1967), restul problemelor fiind puțin cunoscute. Iată un domeniu de cercetare de la care sînt de așteptat rezultate utile pentru geologia aplicată în construcții.

Studiul sufoziunii se face cu un aparat denumit „sufozimetru", care reproduce în parte condițiile din natură (fig. 6.12). Corpul aparatului în care se introduce nisipul sau amestecul de nisip cu pietriș are un volum de 2000 cm^3 ($20 \times 10 \times 10$ cm). În spatele corpului aparatului, cu ajutorul unei coloane de presiune ($d = 5{,}8$ cm) se creează o cădere de apă la diferiți gradienți hidraulici considerați față de planul median al aparatului. Nisipul este cuprins între o placă perforată, care servește pentru accesul apei din coloana de presiune, și un filtru cu diametrul ochiurilor variabil care protejează proba la exterior. În partea din față aparatul are un bazin de recoltare a nisipului, prevăzut lateral cu trei stuțuri de preaplin, iar la bază un robinet pentru evacuarea apei după terminarea experienței. Bazinul are în interior cinci pereți despărțitori prevăzuți cu barbacane situate alternativ la partea inferioară, respectiv superioară, pentru forțarea sedimentării nisipului antrenat prin filtru. Aparatul are o construcție care permite să poată fi folosit ca per-

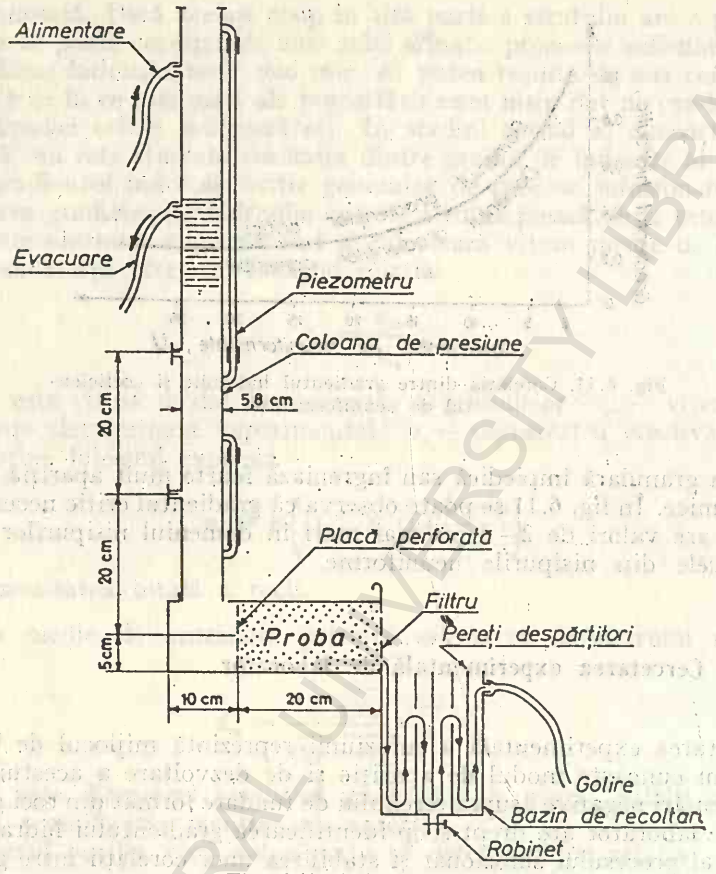


Fig. 6.12. Sufozimetru.

meametru cu gradient constant pentru determinarea coeficientului de filtrare. Coloana de presiune este demontabilă și se fixează de corpul aparatului prin înfiltrare.

Nisipul sau amestecul de nisip cu pitriș se introduc în corpul aparatului la gradul de îndesare dorit, după care se închide cu un filtru. Deoarece la nisipuri nu se poate menține structura rocii din natură, se recomandă ca în laborator să se realizeze gradul de îndesare din condițiile naturale. Această măsură apare ca obligatorie dacă dorim să obținem rezultate care să se apropie de ceea ce se petrece în natură. Apoi, cu ajutorul coloanei de presiune se creează un gradient constant sub care se realizează filtrarea apei prin nisip. Pentru identificarea gradientului critic de antrenare a granulelor, filtrarea se începe la gradienți mici și se continuă apoi cu gradienți crescători. La atingerea gradientului critic începe antrenarea nisipului prin orificiile filtrului, la început ca un proces lent de antrenare și eliminare „fir de fir", urmat sau de cele mai multe ori continuat cu un proces accelerat de antrenare și eliminare sub forma unui „jet tulbure" de apă cu nisip, de regulă intermitent. Nisipul antrenat prin filtru, sub o formă sau alta, se depune în bazinul de recoltare. După încetarea procesului de antrenare se extrag plăcile de decan-

tare, se evacuează apa din bazin prin robinetul de la bază, după care se adună nisipul antrenat, se usucă și se cîntărește. Cunoscînd și greutatea probei uscate introdusă inițial în aparat se poate estima efectul sufoziunii hidrodinamice asupra nisipului. După îndepărtarea filtrului se fac observații asupra morfologiei golurilor formate prin sufoziune, se fotografiază secțiunea probei la evacuare. Pentru identificarea profunzimii procesului sufozionar se iau probe de nisip din diferite secțiuni ale corpului aparatului, pentru analize granulometrice. Avînd analiza granulometrică inițială a rocii nesufozionate precum și cea a nisipului antrenat și depus în bazinul de recoltare, dispunem de toate posibilitățile pentru analiza complexă a sufoziunii. Aparatul avînd dimensiuni relativ mari, proba de nisip inițială în stare uscată cîntărește, în funcție de gradul de îndesare realizat, circa 3000—3500 g.

Dacă notăm cu: V — volumul unei mase de nisip, V_s — volumul rocii în stare uscată (considerat fără pori), V_p — volumul ocupat de porii din masa de nisip și G_s — greutatea rocii în stare uscată, relațiile de definiție ale greutății volumice a scheletului (γ_s) și porozității (n) au expresiile:

$$\gamma_s = \frac{G_s}{V_s} \tag{6.31}$$

$$n\% = \frac{V_p}{V} \cdot 100 \tag{6.32}$$

Plecînd de la relația de definiție a porozității se stabilește formula pentru calculul porozității inițiale a nisipului introdus în corpul sufoziometrului:

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{V - V_s}{V} = 1 - \frac{V_s}{V} = 1 - \frac{G_s}{V \cdot \gamma_s}$$

$$n = 1 - \frac{G_s}{V \cdot \gamma_s} \tag{6.33}$$

în care G_s este cantitatea de nisip uscat introdusă în aparat, în grame: V — volumul nisipului introdus în aparat, cm^3; γ_s — greutatea volumică a scheletului, g/cm^3.

În timpul efectuării experienței se fac observații continue, mai ales la trecerea de la un gradient hidraulic la altul, pentru surprinderea momentului în care începe sufoziunea și pentru cunoașterea modului ei de manifestare. În procesul de filtrare, după cum am menționat deja, în momentul atingerii gradientului hidraulic critic antrenarea nisipului fin din probă începe printr-o eliminare fir cu fir prin orificiile filtrului, acest proces fiind denumit „sufoziune lentă". Prelungind durata de filtrare sub același gradient sau la gradienți mai mari, prin orificiile filtrului alături de antrenarea nisipului sub forma fir cu fir începe la un moment dat un alt gen de antrenare, manifestată sub forma unor jeturi de apă cu nisip, ceea ce trădează cedarea structurală a nisipului. Antrenarea din această fază reprezintă „sufoziunea accelerată". După datele experimentale de laborator obținute la un filtru cu diametrul ochiurilor $d = 4{,}5$ mm, gradientul hidraulic critic are valorile $i_{cr} = 3—4$, identificate pe un nisip mare-mijlociu și pe un amestec de nisip mare cu pietriș avînd porozitatea $n = 35—40\%$ (calculată cu formula 6.33) și coeficientul de neuniformitate $U_n \approx 2—4$.

Sufoziunea accelerată poate să apară la același gradient critic cu sufoziunea lentă, însă numai după o anumită durată de filtrare, sau la gradienți hidraulici mai mari decît cel critic, de exemplu $i = 5—6$. În procesul sufoziunii accelerate, după un timp de filtrare se înregistrează o cădere aproape bruscă a gradientului hidraulic de la valoarea la care sufoziunea lentă s-a transformat în sufoziune accelerată, denumită „gradient critic inițial" ($i_{cr} = 5—6$), la o valoare mult mai mică ($i_{cr} = 0{,}2—0{,}5$) denumită „gradient critic final". Pentru asigurarea stabilității terenului de fundare a construcțiilor, acesta trebuie protejat cu măsuri de ordin hidrogeologic și constructiv pentru a fi ferit de sufoziunea hidrodinamică, deoarece acest proces odată început se poate continua la gradienți hidraulici foarte mici, des întîlniți în natură. Golurile formate în masa nisipului prin sufoziunea hidrodinamică duc la creșterea coeficientului de filtrare al rocii. Urmărind stabilirea unei corelații între sufoziune, gradientul hidraulic și coeficientul de filtrare, aparatul a fost folosit și ca permeametru cu gradient constant. Volumul de apă V filtrat în timpul t este în funcție de debitul de filtrare Q și are expresia

$$V = Q \cdot t \tag{6.34}$$

Introducînd în ecuația 6.34, expresia debitului din ecuația 6.19 și cea a vitezei de filtrare din ecuația 6.18, după gruparea termenilor, se obține formula pentru calculul coeficientului de filtrare:

$$k = \frac{V}{S \cdot i \cdot t} \tag{6.35}$$

în care k este coeficientul de filtrare, în cm/s; V — volumul de apă filtrată, cm^3; S — secțiunea de filtrare, cm^2; i — gradientul hidraulic; t — timpul de filtrare, secunde.

Din volumul de date experimentale cunoscute pînă în prezent (Florea M.N. 1967) am selecționat două experiențe, pentru care coeficienții de filtrare determinați în laborator cu ajutorul sufozimetrului sînt dați în tabelul 6.3. În ambele experiențe s-a folosit un nisip mare-mijlociu avînd diametrul efectiv de $\approx 0{,}25$ mm și coeficientul de neuniformitate $U_n \approx 2{,}5$. La nisipul din experiența *1* gradul de îndesare fiind mai ridicat, porozitatea a fost mai mică ($n = 26{,}5\%$) în comparație cu cea a nisipului din experiența *2* (unde $n = 34\%$).

Din tabelul 6.3 se constată la ambele experiențe o reducere a coeficientului de filtrare pe măsura creșterii gradientului hidraulic. Astfel, dacă ne referim la valorile extreme, pentru o creștere egală a gradientului hidraulic (de la $i = 2$ la $i = 4$), în experiența *1* coeficientul de filtrare al nisipului s-a redus de la $k = 1{,}08 \cdot 10^{-2}$ cm/s la $k = 4{,}8 \cdot 10^{-3}$ cm/s, iar în experiența *2* reducerea s a făcut de la $k = 1{,}24 \cdot 10^{-2}$ cm/s la $k = 6{,}76 \cdot 10^{-3}$ cm/s. În procesul de filtrare are loc o redistribuire a celor mai fine granule de nisip din masa rocii printr-o antrenare ușoară pe direcția liniilor de curent. Presiunea de filtrare nefiind suficient de mare pentru a duce la o eliminare a celor mai fine particule din masa nisipului, acestea sînt depuse în porii mari producînd o ușoară colmatare a mediului filtrant, ceea ce duce la reducerea coeficientului de filtrare. Particulele purtate de curentul de filtrare fiind preluate chiar din mediul filtrant, fenomenul poartă denumirea de a u t o - c o l m a t a r e (Florea M.N. 1960). Trecînd la reprezentarea grafică a

Tabelul 6.3.

Coeficientul de filtrare

Experiența nr.	i	V, cm³	t, min. sec.	$k = \frac{V}{S \cdot i \cdot t}$ cm/s	k_m cm/s
1	2	1070	8′	$1{,}11 \cdot 10^{-2}$	
		1050	8′	$1{,}09 \cdot 10^{-2}$	
		1010	8′	$1{,}05 \cdot 10^{-2}$	$1{,}08 \cdot 10^{-2}$
	3	1050	10′	$5{,}80 \cdot 10^{-3}$	
		1030	10′	$5{,}70 \cdot 10^{-3}$	
		1060	10′15″	$5{,}75 \cdot 10^{-3}$	$5{,}75 \cdot 10^{3}$ –
	4	1090	9′30″	$4{,}80 \cdot 10^{-3}$	
		960	8′30″	$4{,}70 \cdot 10^{-3}$	
		960	8′	$5{,}0 \cdot 10^{-3}$	$4{,}80 \cdot 10^{-3}$
2	2	1050	7′	$1{,}25 \cdot 10^{-2}$	
		1060	7′07″	$1{,}24 \cdot 10^{-2}$	
		1040	7′	$1{,}23 \cdot 10^{-2}$	$1{,}24 \cdot 10^{-2}$
	3	1030	8′	$7{,}15 \cdot 10^{-3}$	
		1000	7′50″	$7{,}10 \cdot 10^{-3}$	
		1030	8′	$7{,}15 \cdot 10^{-3}$	$7{,}13 \cdot 10^{-3}$
	4	970	6′	$6{,}74 \cdot 10^{-3}$	
		980	6′	$6{,}80 \cdot 10^{-3}$	
		1000	6′10″	$6{,}75 \cdot 10^{-3}$	$6{,}76 \cdot 10^{-3}$

$S = 100$ cm²(secțiunea de filtrare); k_m — coeficientul mediu de filtrare

coeficientului mediu de filtrare în funcție de gradientul hidraulic la care a fost determinat, în baza datelor din tabelul 6.3 s-au obținut diagramele din fig. 6.13. Ambele diagrame pun în evidență reducerea coeficientului de filtrare în funcție de gradientul hidraulic. Fenomenul de autocolmatare este mai activ în nisipul din experiența *1*, ceea ce a determinat o reducere mai mare a coeficientului mediu de filtrare în comparație cu cea obținută la nisipul din experiența *2*. Datele experimentale au permis definirea „coeficientului de autocolmatare" (indice de reducere a coeficientului de filtrare), care are expresia:

$$\eta_0 = \frac{k_i}{k} \tag{6.36}$$

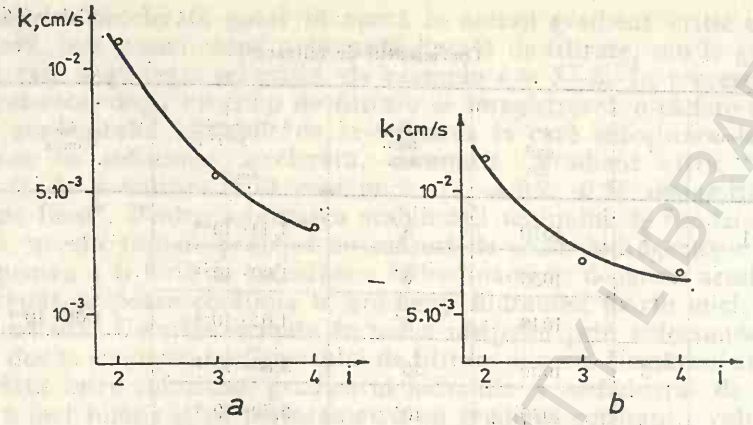


Fig. 6.13. Variația coeficientului de filtrare în funcție de gradientul hidraulic.

în care η_0 este coeficientul de autocolmatare; k — coeficientul de filtrare determinat de gradientul hidraulic inițial (cel mai mic); k_i — coeficientul de filtrare determinat la orice gradient mai mare decît cel inițial.

Coeficientul de autocolmatare este un număr adimensional și are de regulă valori mai mici decît 1, deoarece $k > k_i$. Coeficientul de filtrare k_i, după cum rezultă din relația de definiție, poate avea mai multe valori. Practic, pentru fiecare gradient hidraulic mai mare decît cel inițial se obține o altă valoare k_i. Gradienții hidraulici fiind crescători, coeficientul de filtrare k ia valori din ce în ce mai mici (vezi tabelul 6.3 și fig. 6.13). Privind în sensul valorilor descrescătoare ale gradientului hidraulic, coeficientul de filtrare k crește, și în condiții de limită, cînd $k_i = k$, coeficientul de autocolmatare are valoarea maximă $\eta_0 = 1$. Iată de ce în reprezentarea grafică a valorilor $\eta_0 = f(i)$ diagramele pleacă de la valoare $\eta_0 = 1$. Coeficienții de autocolmatare pentru nisipurile din experiențele *1* și *2* sînt dați în tabelul 6.4.

Tabelul 6.4.

Coeficientul de autocolmatare

Experiența nr.	Δi	$\eta_0 = \frac{k_i}{k}$
1	2—3	$\frac{5{,}75 \cdot 10^{-3}}{1{,}08 \cdot 10^{-2}} = 0{,}53$
	2—4	$\frac{4{,}80 \cdot 10^{-3}}{1{,}08 \cdot 10^{-2}} = 0{,}44$
2	2—3	$\frac{7{,}13 \cdot 10^{-3}}{1{,}24 \cdot 10^{-2}} = 0{,}57$
	2—4	$\frac{6{,}76 \cdot 10^{-3}}{1{,}24 \cdot 10^{-2}} = 0{,}53$

Δi = intervalul de creștere a gradientului hidraulic
η_0 = coeficientul de autocolmatare.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Să urmărim modul de calcul al coeficientului de autocolmatare la experiența *1* pentru intervalul de creștere a gradientului hidraulic $\Delta i = 2—3$. La numărător s-a trecut $k_i = 5{,}75 \cdot 10^{-3}$ cm/s care reprezintă coeficientul de filtrare determinat pentru gradientul $i = 3$, iar la numitor $k = 1{,}08 \cdot 10^{-3}$ cm/s obținut pentru gradientul inițial $i = 2$, rezultînd $\eta_0 = 0{,}53$. În acest fel s-au calculat coeficienții de autocolmatare pentru toate intervalele de creștere a gradientului hidraulic. Trebuie reținut că pentru gradientul hidraulic inițial pot fi luate și alte valori; nu este obligatorie valoarea $i = 2$ care a fost folosită în aceste experiențe. Dimpotrivă, se recomandă determinarea coeficienților de filtrare la gradienți hidraulici mai mici (subunitari), întîlniți frecvent în curgerea subterană. Este necesar ca cercetările viitoare privind fenomenul de autocolmatare să aibă în vedere această orientare.

Coeficienții de autocolmatare au valori apropiate pe intervale de gradienți, ceea ce permite considerarea unei valori medii. De exemplu, pentru intervalul de gradienți $\Delta i = 2—3$, în experiența *1* s-a obținut $\eta_0 = 0{,}53$ iar în experiența *2* $\eta_0 = 0{,}57$. Luînd media aritmetică a coeficientului de filtrare pe intervale de gradienți și reprezentînd grafic coeficientul de autocolmatare $\eta_0 = f(i)$ s-a obținut diagrama din fig. 6.14. Pentru o creștere a gradientului hidraulic de la $i = 2$ la $i = 4$, coeficientul de autocolmatare scade de la $\eta_0 = 1$ la $\eta_0 = 0{,}5$, ceea ce înseamnă că prin procesul de autocolmatare coeficientul de filtrare al nisipurilor examinate s-a redus practic la jumătate.

Continuînd filtrarea la gradienți hidraulici mai mari se depășește stadiul fenomenului de autocolmatare și se trece la procesul de sufoziune, de antrenare și eliminare a celor mai fine particule din masa nisipului. Coeficientul de autocolmatare este o măsură a procesului de autocolmatare pînă la limita procesului de sufoziune cînd coeficientul de filtrare începe să crească. Variația coeficientului de filtrare în procesele sufozionare reprezintă măsura cantitativă a sufoziunii. Să urmărim variația coeficientului de filtrare pe un nisip mare-mijlociu, care are porozitatea $n = 38\%$, diametrul efectiv $d_e = 0{,}25$ mm și coeficientul de neuniformitate $U_n = 2{,}5$. Rezultatele de laborator sînt trecute în tabelul 6.5.

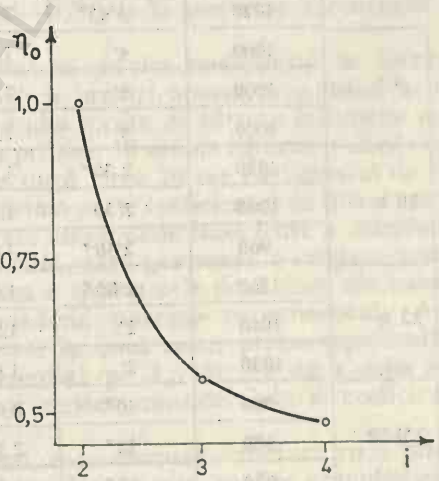


Fig. 6.14. Variația coeficientului de autocolmatare η în funcție de gradientul hidraulic i.

BIBLIOTECA CENTRALĂ

Tabelul 6.5.

Variația coeficientului de filtrare

i	t. [min. ore]	V [cm³]	t [min., secunde]	$k = \frac{V}{S \cdot i \cdot t}$ [cm/s]	k_m [cm/s]
6		1030	4′	$7{,}2 \cdot 10^{-3}$	
	15′	990	3′10″	$8{,}7 \cdot 10^{-3}$	
		1015	2′45″	$1{,}02 \cdot 10^{-2}$	$8{,}7 \cdot 10^{-3}$
		970	3′10″	$8{,}5 \cdot 10^{-3}$	
	30′	950	3′10″	$8{,}3 \cdot 10^{-3}$	
		930	3′10″	$8{,}2 \cdot 10^{-3}$	$8{,}3 \cdot 10^{-3}$
		915	3′15″	$7{,}8 \cdot 10^{-3}$	
	1 h	910	3′15″	$7{,}8 \cdot 10^{-3}$	
		900	3′15″	$7{,}8 \cdot 10^{-3}$	$7{,}8 \cdot 10^{-3}$
		970	4′	$6{,}75 \cdot 10^{-3}$	
	2 h	960	4′	$6{,}70 \cdot 10^{-3}$	
		960	4′	$6{,}70 \cdot 10^{-3}$	$6{,}70 \cdot 10^{-3}$
		1020	3.45″	$7{,}55 \cdot 10^{-3}$	
	6 h	1050	3′45″	$7{,}80 \cdot 10^{-3}$	
		1020	3′45″	$7{,}55 \cdot 10^{-3}$	$7{,}70 \cdot 10^{-3}$
		1000	4′	$7{,}00 \cdot 10^{-3}$	
	9 h	1000	4′	$7{,}00 \cdot 10^{-3}$	
		1000	4′	$7{,}00 \cdot 10^{-3}$	$7{,}00 \cdot 10^{-3}$
		1020	2.30″	$1{,}13 \cdot 10^{-2}$	
	20 h	1000	2′30	$1{,}11 \cdot 10^{-2}$	
		960	2′30″	$1{,}06 \cdot 10^{-2}$	$1{,}00 \cdot 10^{-3}$
		1100	2′05″	$1{,}46 \cdot 10^{-2}$	
	23 h	1080	2′	$1{,}52 \cdot 10^{-2}$	
		1030	2′	$1{,}43 \cdot 10^{-2}$	$1{,}47 \cdot 10^{-2}$
		960	10″	2,6	
0,25—	25h20′	980	12″	2,2	
—0,50		920	12″	2,07	2,3

l — timpul de filtrare cumulat.

Nisipul din această experiență a fost supus în sufozimetru la o filtrare continuă începînd cu gradientul $i = 2$, iar apoi la valori mai mari, pînă la $i = 6$. La gradientul $i = 3{,}5$ a început sufoziunea lentă care s-a continuat

și sub gradienți mai mari $i = 4—6$. Sub gradientul $i = 6$ s-a continuat filtrarea neîntreruptă pe circa 25 ore, determinînu se coeficientul de filtrare la anumite intervale de timp. Prima determinare s a făcut după 15 minute de la crearea gradientului $i = 6$, iar ultima după 23 ore (tabelul 6.4). De fiecare dată, ca și în experiențele precedente înscrise în tabelul 6.3, s-a deter-

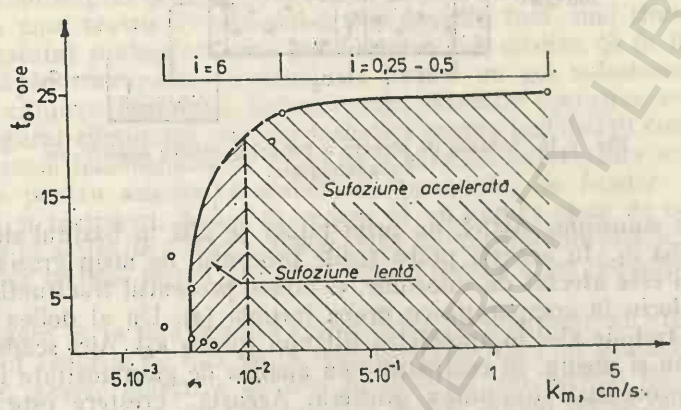


Fig. 6.15. Corelația dintre sufoziune și coeficientul de filtrare.

minat un coeficient mediu de filtrare rezultat din trei măsurători succesive ale debitului de apă. Sub gradientul $i = 6$ coeficientul de filtrare crește de la $k = 8{,}7 \cdot 10^{-3}$ cm/s la $k = 1{,}47 \cdot 10^{-2}$ cm/s. Cu timpul sufoziunea lentă s-a transformat în sufoziune accelerată care a dus la scăderea bruscă a gradientului hidraulic (de la $i = 6$ la $i = 0{,}25—0{,}50$) și la creșterea accentuată a coeficientului de filtrare.

Datele de laborator ne permit să privim coeficientul de filtrare ca o măsură a sufoziunii. Pentru a putea urmări această concluzie, în fig. 6.15 s-au reprezentat valorile coeficientului mediu de filtrare în funcție de timpul de filtrare cumulat $k_m = f(t_0)$. În primele 10 ore de filtrare, valorile coeficientului mediu au fost oscilante, iar după circa 20 ore coeficientul de filtrare a crescut. Se poate considera că în prima parte coeficientul de filtrare se menține la o valoare practic constantă, care corespunde fazei lente a sufoziunii, după care se trece la sufoziunea accelerată, care generează o creștere remarcabilă a coeficientului de filtrare. Pentru a separa cele două faze ale sufoziunii se trasează diagrama $k_m = f(t_0)$ mediind punctele experimentale. Apoi, aria din interiorul diagramei se împarte în două zone, prima reprezentînd sufoziunea lentă, care nu modifică esențial pe k_m, iar cea de a doua este sufoziunea accelerată care duce la o creștere considerabilă a coeficientului de filtrare (fig. 6.15).

Măsurarea efectului sufoziunii, care distruge structura rocii prin afînare sau prin formare de goluri, se poate face și prin analize granulometrice care pun în evidență unele modificări ale fracțiunilor granulare datorate sufoziunii. În acest scop în fig. 6.16 este redată schema de principiu a punctelor de recoltare a probelor pentru analize de granulozitate. Schema reprezintă corpul sufozimetrului și bazinul de recoltare. Înainte de introducerea nisipului în aparat se face analiza de granulozitate (proba *a*) care se compară cu rezultatele unor analize de granulozitate făcute în cîteva puncte caracteristice pe nisipul

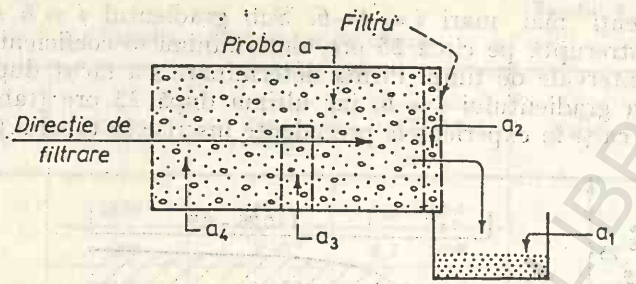


Fig. 6.16. Schema de alegere a probelor pentru analize de granulozitate.

afectat de sufoziune. Astfel, un prim punct se află în bazinul de recoltare, adică proba a_1. În această probă scade procentul de nisip grosier, care, de regulă, nu este afectat de sufoziune, și crește procentul fracțiunilor de nisip fin și mijlociu în comparație cu proba inițială (a). Un al doilea punct de examinat trebuie ales în apropierea filtrului (proba a_2). Aici scade procentul de nisip fin și mediu, în comparație cu analiza de granulozitate inițială (a), și crește procentual fracțiunea grosieră. Această creștere este numai din punct de vedere relativ (rezultată prin spălarea fracțiunilor mai fine dintr-un volum dat de material), deoarece fracțiunile mai grosiere nu sînt antrenate din masa nisipului pentru a fi depuse în apropierea filtrului. Pentru controlul profunzimii procentului de sufoziune, care evoluează în sens invers față de sensul curentului de filtrare, se recomandă a se lua nisip pentru analiza de granulozitate din mijlocul corpului aparatului (a_3) și de lîngă coloana de presiune (a_4). Fracțiunile granulare din probele a_3 și a_4 se compară apoi cu cele ale nisipului inițial a supus sufoziunii.

6.2.3. Sufoziunea în terenul de fundare a construcțiilor

Sufoziunea hidrodinamică, cunoscută în limbile engleză și franceză și sub denumirea de „eroziune internă" sau „eroziune regresivă", afectînd terenurile de fundare are urmări negative asupra stabilității construcțiilor, prin degradarea parțială sau totală a acestora. Astfel, în literatura de specialitate se citează cazul degradării vilelor de pe plaja Mostaganem ca urmare a proceselor sufozionare ce au afectat terenul de fundare (Cambefort H., 1971). Drenînd apa subterană procesele sufozionare au dispărut, ceea ce a dus la o ameliorare a stabilității terenului de fundare.

În lipsa unor măsuri adecvate de ordin geotehnic și hidrogeologic, execuția săpăturilor sub nivelul hidrostatic poate duce la formarea golurilor sufozionare în terenul de fundare. Este important de reținut fenomenul de migrație a golurilor sufozionare spre zonele vecine, atît pe orizontală cît și pe verticală. Astfel, K. Terzaghi a semnalat formarea unei gropi cu diametrul de 6 m și adîncimea 1 m, care a apărut la suprafața terenului ca urmare a migrației golurilor sufozionare. La baza unui versant s-a făcut un epuisment într-un puț, care a dus la antrenarea nisipului și la formarea unui gol sufozionar. Groapa sufozionară apărută pe versant s-a aflat la 100 m depărtare

de puț și la circa 20 m deasupra acestuia, ceea ce dovedește fenomenul de migrație a golului sufozionar atît pe orizontală cît și pe verticală.

Execuția unei linii de metrou în Paris (1930) a necesitat coborîrea apei subterane prin pompare directă, ceea ce a dus la formarea unor goluri sufozionare care au migrat pînă la cîteva zeci de metri depărtare, localizîndu-se sub clădirea unui teatru. Fenomenul a fost dovedit, însă, mai tîrziu (1951), cînd s a constatat prăbușirea unui gol subteran sub clădire. Și în București, cu ocazia săpăturilor pentru metrou, s-a format un gol sufozionar care a migrat sub clădirea Spitalului Brîncovenesc. Măsurile operative ce au fost luate au asigurat eliminarea efectelor negative asupra stabilității construcției.

Cunoașterea fenomenului de migrație a golurilor sufozionare are o mare însemnătate pentru asigurarea stabilității terenurilor de fundare alcătuite din nisipuri și pietrișuri. Avînd în vedere că un număr mare de construcții sînt fundate în astfel de terenuri, unele chiar sub nivelul hidrostatic, execuția epuismentelor trebuie făcută cu mare atenție pentru a nu declanșa procese sufozionare.

Menționăm că în țara noastră cele mai înalte construcții au atins 280 m, așa cum sînt coșurile de fum de la termocentrala (CET) Turceni în prezent în execuție. Aceste obiective au fost fundate într-un depozit de nisip cu pietriș aparținînd de un nivel de terasă a Jiului. Ținînd seama de înălțimea mare a acestor construcții și de importanța lor în economia națională, protejarea terenului de fundare de efectele negative ale sufoziunii trebuie avută în vedere în toată perioada de exploatare a construcțiilor. Orice pompaj direct făcut în apropiere poate duce, prin migrația fenomenelor sufozionare, la degradarea terenului de fundare cu efecte negative asupra stabilității construcțiilor, așa cum a rezultat din exemplele prezentate mai înainte.

În România, în timpul execuției termocentralei (CET) Craiova-Isalnița (1962), în amplasamentul unei construcții s-a format un gol sufozionar pe care-l vom prezenta pe scurt (fig. 6.17). Astfel, după execuția unei fundații (*A*), situată pe un depozit de terasă alcătuită din nisip cu pietriș, s-au început

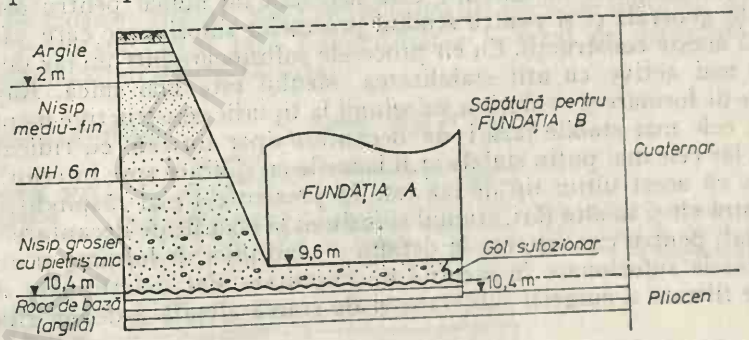


Fig. 6.17. Sufoziunea în terenul de fundare al unei construcții de la termocentrala Craiova-Işalnița (1962).

săpăturile pentru o altă fundație (*B*), alăturată primei, care urma să fie situată cu un metru mai jos. Stratul acvifer avea circa 4 m grosime și urma să fie drenat în întregime pentru a putea începe săpăturile. În execuție, deși gradientul hidraulic nu avea o valoare prea mare ($i = 0{,}4$), datorită epuismentului direct efectuat în groapa de fundație *B*, sub fundația *A* a

apărut un gol sufozionar care tindea să amenințe stabilitatea construcției. Pentru continuarea activității în condiții de siguranță s-a întrerupt temporar epuismentul pentru reducerea efectului sufoziunii și s a executat o subzidire sub fundația *A*, cu cuburi de beton poros, pentru umplerea golului sufozionar. Cu această măsură, lucrările au putut fi continuate deși presiunea de filtrare sub fundația *A* a rămas aceeași.

6.2.4. Sufoziunea în iazurile de decantare din industriile minieră, chimică și energetică

Iazurile de decantare sînt construcții de pămînt care se execută pe lîngă uzinele de preparare a minereurilor în vederea depozitării hidromecanice a sterilului. În același scop se folosesc iazurile de decantare și la unele uzine chimice, precum și la termocentralele ce funcționează pe bază de cărbuni, de unde rezultă cantități mari de cenușă și zgură. De asemenea, hidromasa rezultată din lucrările de hidromecanizare este depusă tot în iazuri de decantare. Indiferent de ramura industrială pe care o deservesc, iazurile de decantare sînt cele mai sensibile construcții de pămînt, pentru execuția cărora se folosește, de regulă, însuși sterilul care a fost transportat pe cale hidraulică. Între tipurile constructive de iazuri de decantare și stabilitatea lor generală există o strînsă corelație (Florea M. N., 1979). Astfel, iazurile de decantare cu ridicare spre exterior (spre aval în cazul celor amplasate pe văi) întrunesc cele mai bune condiții de stabilitate, în timp ce iazurile de decantare cu ridicare spre interior (spre amonte) sînt cele mai puțin stabile. O poziție intermediară din acest punct de vedere o ocupă iazurile de decantare cu ridicare pe verticală, în care treptele de înălțare sînt supraetajate peste digul inițial de amorsare. Cunoașterea tipurilor constructive de iazuri de decantare precum și a tehnologiilor de execuție este necesară nu numai pentru estimarea stabilității generale ci și pentru studiul proceselor sufozionare care afectează de regulă aceste construcții. Cu cît procesele sufozionare într-un iaz de decantare sînt mai active, cu atît stabilitatea iazului este mai mică. Raportînd condițiile de formare și evoluție a sufoziunii la tipurile constructive menționate anterior, cele mai stabile iazuri de decantare apar tot cele cu ridicare spre exterior, iar cele mai puțin stabile ar fi iazurile cu ridicare spre interior. Avînd în vedere că acest ultim tip de iaz este în prezent cel mai răspîndit, atît în țara noastră cît și în alte țări, studiul sufoziunii la iazurile de decantare trebuie aprofundat, pentru cunoașterea în detaliu a condițiilor de formare și evoluție.

Procesele sufozionare în iazurile de decantare sînt determinate de presiunea de filtrare a curgerii subterane și de starea afînată a depunerilor nisipoase.

Din cele prezentate în paragraful 6.1.3 s-a văzut că presiunea de filtrare variază în funcție de gradientul hidraulic. Dacă ținem seama de faptul că la iazurile de decantare se întîlnesc gradienți hidraulici de 5—10 ori mai mari decît cei din curgerea subterană naturală, ne putem da seama de rolul mare pe care îl are presiunea de filtrare în apariția proceselor sufozionare. Gradientul hidraulic în iazurile de decantare are variații mari în spațiu și timp. Din punctul de vedere al spațiului, dacă considerăm un iaz amplasat pe o vale, de exemplu, într-o secțiune transversală prin corpul iazului (în

lungul văii) gradientul hidraulic are valori mai mari la coronament (în zona de deversare a tulburelii în iaz), și mai mici în restul secțiunii. În ceea ce privește variațiile în timp, gradientul hidraulic este maxim în momentul deversării tulburelii în iaz și scade treptat după încetarea deversării. La iazurile de decantare se întîlnesc frecvent gradienți hidraulici cu valori de $i = 0{,}2—0{,}5$, care pot crește în zona de deversare la $i \geqslant 1$, ceea ce duce la o mărire considerabilă a presiunii de filtrare.

Starea afînată a depunerilor din iaz favorizează formarea sufoziunii hidrodinamice chiar la gradienți hidraulici mici. Trebuie reținut că sufoziunea apare de regulă în taluzele iazurilor de decantare alcătuite din nisipuri de diferite granulații, care au un grad de îndesare mai mic decît nisipurile de pe plajă. Taluzele iazurilor de decantare sînt construite din nisipurile de pe plajă, după ce apa din ele a dost drenată pe cale naturală. Nisipurile de pe plajă sînt depuse pe cale hidraulică iar cele din taluze sînt luate, de regulă, din gropi de împrumut executate în apropierea coronamentului sau împinse de un buldozer de pe plajă. Prin intervenția mecanizată sau manuală, structura nisipului de pe plajă este distrusă. Din această cauză gradul de îndesare ce se realizează, de regulă, în taluze este mai mic decît cel al nisipurilor de pe plajă. Această observație apare ca o noutate în cunoașterea proprietăților fizico mecanice ale depunerilor din iazurile de decantare, fiind pusă în evidență în 1976 de un colectiv de studenți ingineri-geologi ai Universității din București, la iazul de decantare Brăzești de pe Valea Arieșului cu ocazia unei practici de teren.

Din cercetarea efectuată la Brăzești a rezultat că greutatea volumică în stare uscată a nisipului de pe plajă este mai mare cu 1—1,5 kN/m^3 (100—150 kgf/m^3) decît cea a nisipurilor din taluze. Această direcție de cercetare a stării de îndesare trebuie continuată la toate iazurile de decantare, prin studii geotehnice periodice ce se fac în timpul exploatării.

Treptele iazurilor de decantare pot fi executate și prin „hidrociclonare", o tehnologie modernă care reduce foarte mult condițiile de formare a sufoziunii. Prin hidrociclonare se obține un nisip grosier, relativ uniform și cu un grad de îndesare ridicat. Menționăm calitățile bune ale digurilor de supraînălțare executate recent prin hidrociclonare la iazul de decantare de pe Valea Tărnicioarei (Ostra-Tarnița).

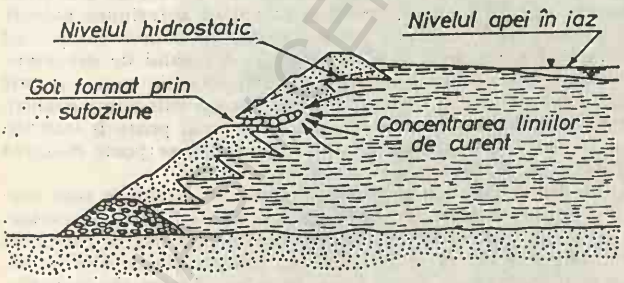


Fig. 6.18. Formarea sufoziunii într-un iaz de decantare (după L. Casagrande).

Sufoziunea hidrodinamică pe taluzele iazurilor de decantare se formează de regulă pe linia de apariție a izvoarelor de drenare a apei din iaz, care apar în mod obișnuit la baza treptelor de supraînălțare. În fig. 6.18 se poate urmări un proces sufozionar activ format în zona unui izvor de drenare a apei din iaz. Procesul începe printr-o antrenare locală a nisipului de către apa ce

izvorăşte din taluz, rezultînd un mic perete vertical. Nisipul preluat de apa izvorului este transportat şi depus în apropiere, tot pe taluz sau la baza acestuia. Prin crearea peretelui vertical gradientul hidraulic creşte, ceea ce duce la mărirea presiunii de filtrare, care activează la rîndul ei antrenarea hidromecanică de suprafaţă, precum şi transportul materialului rezultat. Ca urmare, în taluz se formează un gol care evoluează regresiv pe direcţia liniilor de curent. Modul de formare şi evoluţie a golului subteran justifică în parte denumirile de „eroziune internă" sau „eroziune regresivă", ce se folosesc pentru sufoziunea hidrodinamică în unele limbi străine. În fig. 6.18 se poate observa concentrarea liniilor de curent către golul sufozionar, ceea ce duce la o creştere a debitului de apă care produce sufoziunea. În acest mod sufoziunea hidrodinamică devine tot mai activă, golul sufozionar pătrunde adînc în taluz, în dauna stabilităţii iazului de decantare.

Să urmărim efectele sufoziunii hidrodinamice la unele iazuri de decantare din ţara noastră.

Iazul de decantare de pe Valea Cărbunelui (afluent al Văii Cernei-Hunedoara) a fost afectat în anii 1972—73 de procese sufozionare foarte active, care au dus la formarea unor goluri sufozionare răspîndite în mai multe zone de pe taluzul stîng al iazului. În fig. 6.19 se poate vedea o eroziune regresivă de suprafaţă, produsă de apa din izvoare care avansează pe taluz în sus cu tendinţa de a pătrunde în iaz pe direcţia liniilor de curent. Într-o fază mai avansată a eroziunii regresive se formează golul sufozionar (fig. 6.20), care intră în taluz urmînd direcţia de antrenare hidrodinamică. În cazurile în care golurile sufozionare se apropie de suprafaţa taluzului, acoperişul lor nu mai poate prelua presiunea geologică a depozitului de deasupra şi se prăbuşeşte, rezultînd la suprafaţă o pîlnie sufozionară (fig. 6.21). Aceste pîlnii sufozionare au cuprins aproape în întregime taluzul stîng al iazului de decantare, reducînd considerabil rezerva de stabilitate. Împreună cu un colectiv de studenţi în inginerie geologică ai Universităţii din Bucureşti, la solicitarea proiectantului (IPROMIN) am studiat, în 1973, procesele sufozionare ale acestui iaz de decantare şi am propus măsuri de reducere a efectelor sufoziunii, constînd din filtre inverse aşezate în zonele cu eroziune regresivă. Cu ajutorul filtrelor inverse antrenarea hidrodinamică s-a redus în intensitate, ceea ce a dus la oprirea evoluţiei golurilor sufozinare. Prin aceste măsuri s-a asigurat stabilitatea iazului de decantare, ceea ce a permis menţinerea lui în exploatare şi în anii 1974—75. Începînd din 1976 acest iaz de decantare, cu o înălţime de circa 60 m, a fost trecut în conservare. Pîlniile sufozionare din iaz se prezentau sub forma unor gropi de prăbuşire, circulare sau ovale, cu diametrul de 1—2 m şi adîncimea de 0,5—1,5 m. Procesul sufozionar nefiind supus observaţiei directe, intensitatea lui nu poate fi apreciată decît prin efectele produse la suprafaţa terenului. În cercetările viitoare trebuie stabilită adîncimea de formare a golurisor sufozionare, ceea ce va permite determinarea grosimii depozitului din taluz care este supusă prăbuşirilor ulterioare, prin care se formează pîlnii sufozionare. Evident că, cu cît golurile sufozionare sînt mai adînci cu atît mai mare este reducerea rezervei de stabilitate a iazului de decantare. De asemenea, trebuie avut în vedere şi faptul că sufoziunea hidrodinamică în iazurile de decantare poate avea o evoluţie foarte rapidă. Se cunosc cazuri cînd sufoziunea a traversat într-o singură zi toată secţiunea transversală a iazului de decantare. Trebuie reţinut, de asemenea, că antrenarea hidrodinamică este mai uşor de controlat prin măsuri antisufozionare atunci cînd golul sufozionar este în formare. Un gol sufozionar evoluat, care pătrunde adînc în corpul moale al iazului de decantare, practic nu mai poate fi stăpînit, deoarece el joacă rolul unui tunel în care creşte afluxul de apă şi prin care se poate descărca partea moale a corpului iazului de decantare ducînd la pierderea stabilităţii.

Iazul de decantare de pe Valea Devei (afluent pe partea stîngă a Mureşului în zona oraşului Deva) este în prezent cea mai înaltă construcţie de acest gen (circa 75 m), în exploatare, la noi în ţară. Este un tip de iaz cu ridicare spre amonte, care a fost dat în funcţiune în 1972, avînd la bază un dig de amorsare de 15 m înălţime. În comparaţie cu alte iazuri, viteza de înălţare a acestei construcţii este relativ mare, circa 10 m/an. Aceste elemente trebuie luate în consideraţie pentru analiza condiţiilor de dezvoltare a sufoziunii, deoarece viteze mari de înălţare a iazurilor de decantare determină un grad redus de consolidare naturală, ceea ce reprezintă o condiţie favorabilă pentru dezvoltarea sufoziunii. La acest iaz, în decembrie 1975 a apărut o pîlnie sufozionară de mari proporţii (4 × 4 m în suprafaţă şi 1 m adîncime), situată pe berma dintre treapta întîia şi a doua de deasupra digului de amorsare. Ca măsură imediată, groapa sufozionară a fost umplută cu pietriş ($d = 1,5—3$ cm) şi urmărită apoi topografic cu ajutorul unei borne, pentru determinarea deformaţiilor verticale şi a deplasărilor ori-

Fig. 6.19. Eroziune regresivă de suprafață.

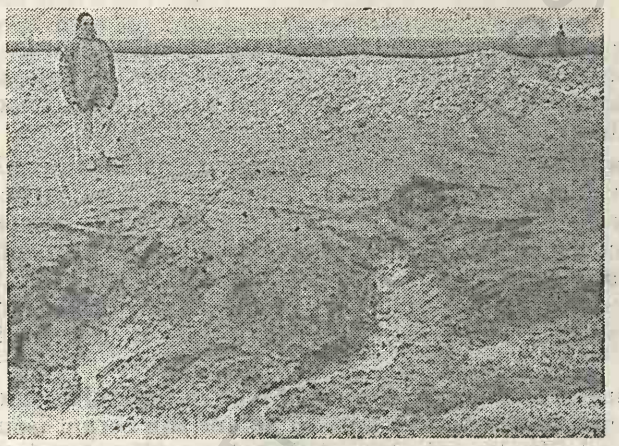


Fig. 6.20. Gol sufozionar ce pătrunde în taluz.

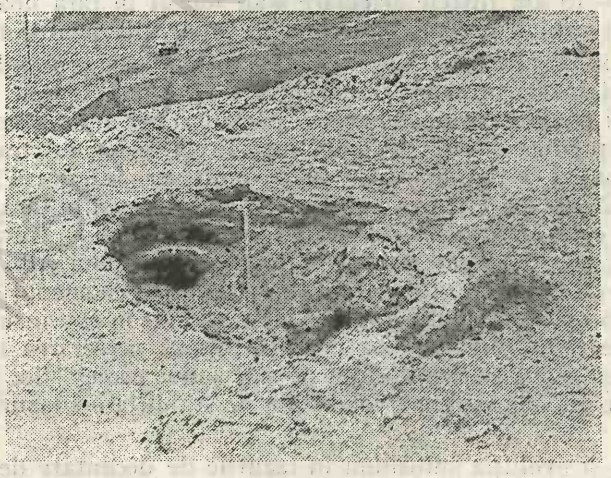


Fig. 6.21. Pilnie sufozionară.

zontale. Măsurătorile efectuate în 1976 și 1977 au arătat că deplasările orizontale ale pilniei sufozionare s-au încadrat în ordinul de mărime al deplasărilor orizontale măsurate și în alte secțiuni ale iazului de decantare, ceea ce a reprezentat o condiție favorabilă pentru stabilitatea generală a iazului. Deformațiile verticale, însă, au pus în evidență reactivarea pilniei sufozionare în mai multe etape, manifestate prin prăbușiri brusce. Astfel, o primă reactivare a avut loc în aprilie 1976, cînd pîlnia sufozionară s-a adîncit într-o parte cu 0,5 m. A doua reactivare s-a înregistrat în februarie 1977 cînd s-a format o groapă de doi metri diametru și un metru adîncime, care s-a menținut vie circa 10 zile, timp în care a continuat să se adîncească treptat. A treia reactivare s-a petrecut în aprilie 1977, formîndu-se pe același loc o groapă sufozionară tot pe doi metri diametru și un metru adîncime. De data aceasta apa izvoarelor de la baza iazului de decantare s-a tulburat, ceea ce a pus în evidență caracterul violent al procesului sufozionar. La fiecare reactivare s-au luat imediat măsuri de umplere a gropii sufozionare cu pietriș. În total, în intervalul decembrie 1975 — aprilie 1977 s-au folosit circa 15 m^3 pietriș pentru umplerea golului sufozuonar care a generat prăbușirea succesivă a bernei.

Sufoziunea hidrodinamică poate afecta orice iaz de decantare. În țara noastră în afară de cele două exemple prezentate anterior, sufoziunea a afectat local și alte iazuri de decantare printre care citățm pe cele de la exploatările miniere Fundu Moldovei, Ostra—Tarnița, Bălan, Mahmudia, Gura Barza, Baia de Arieș, Roșia Montană ș.a.

Procesele sufozionare avînd o evoluție rapidă, iazurile de decantare necesită o asistență geotehnică permanentă pe toată durata de exploatare, atît pentru descoperirea sufoziunii cît și pentru aplicarea imediată a măsurilor de combarere a acestui fenomen.

Ca măsuri antisufozionare s-au menționat mai înainte filtrele inverse, care s-au dovedit foarte eficiente. În afară de aceasta, aplicarea compactării treptelor de supraînălțare în timpul execuției lor, precum și compactarea plajei acolo unde este posibil, mai ales la iazurile de decantare cu dimensiuni mari, duce la realizarea unui grad de îndesare mai ridicat al nisipului, ceea ce împiedică formarea sufoziunii. Pentru a avea o asigurare din acest punct de vedere este necesar ca nisipul să fie adus la un grad de îndesare I_d de cel puțin 0,6—0,7.

O altă măsură eficientă pentru reducerea efectului sufoziunii hidrodinamice o reprezintă coborîrea apoi subterane din corpul iazului de decantare cu ajutorul filtrelor aciculare. Aplicînd această măsură se reduce presiunea de filtrare, care este una din cauzele principale ale formării sufoziunii. În ultimii 10—15 ani filtrele aciculare s-au folosit în țara noastră la multe lucrări pentru coborîrea apei subterane în săpăturile pentru fundații.

În cele prezentate mai înainte ne-am ocupat de procesele sufozionare ce au loc în taluzele iazurilor de decantare folosind exemple din industria minieră a țării noastre. În literatura de specialitate se arată că procesele sufozionare se pot produce și la adîncimi mai mari în corpul iazului, traduse la suprafață prin prăbușiri ce pot apărea pe plajă, mult spre interiorul lacului (Earle J. Klohn, 1972). Acest fenomen a fost constatat și la noi în țară. Un exemplu recent (1977) este cel de la iazul de decantare Rovina — Gura Barza, care este un iaz de coastă situat pe partea dreaptă a Crișului Alb. Acest gen de prăbușiri și sufozionare este mai puțin studiat. Fenomenul petrecîndu-se de regulă în apropierea oglinzii apei din lac sau chiar în cuprinsul lacului, condițiile de acces sînt dificile, ceea ce îngreunează cercetarea imediată. Am menționat acest fenomen din dorința de a fi supus cercetărilor viitoare, pentru o tot mai bună cunoaștere a condițiilor de stabilitate a iazurilor de decantare.

Formarea și evoluția sufoziunii în iazurile de decantare de la unele termocentrale, uzine chimice și lucrări de hidromecanizare prezintă unele par-

ticularități care se cer a fi studiate în cercetările viitoare. Cauzele formării proceselor sufozionare rămîn, însă, în principiu, cele prezentate la iazurile de decantare din industria minieră.

6.2.5. Proiectarea filtrelor inverse pentru reducerea efectului sufoziunii

Filtrele inverse reprezintă o măsură de ordin geotehnic și hidrogeologic foarte eficientă pentru reducerea efectului sufoziunii asupra terenurilor granulare. Ele se folosesc la o gamă mare de lucrări, atît pentru combaterea sufoziunii cît și în alte scopuri. Astfel, se utilizează în reducerea efectului sufoziunii la iazurile de decantare și în săpăturile pentru fundații sub nivelul hidrostatic, la drenuri și la foraje de asecare pentru împiedicarea colmatării acestora, și la alte genuri de lucrări unde prin curgerea subterană se produce o antrenare de materiale fine.

Proiectarea filtrelor inverse pleacă de la cunoașterea granulozității terenului afectat de sufoziune. Filtrul invers poate fi alcătuit din nisip, pietriș sau bolovăniș. Granulozitatea filtrului trebuie să fie mai grosieră decît cea a terenului afectat de sufoziune și să îndeplinească următoarele criterii:

$$\frac{d_{15}(f)}{d_{85}(t)} \leqslant 5 \quad (6.37); \quad \frac{d_{50}(f)}{d_{50}(t)} \leqslant 25 \quad (6.38) \quad 40 > \frac{d_{15}(f)}{d_{15}(t)} \geqslant 5 \quad (6.39); \quad U_n < 20 \quad (6.40)$$

în care d_{15} (f) este diametrul corespunzător procentului de 15% al materialului din filtru; d_{85} (f) — diametrul de 85% al terenului protejat;

U_n — coeficientul de neuniformitate a materialului din filtru.

În cazul în care filtrul invers este alcătuit din două strate filtrante, criteriile menționate mai înainte se aplică în următoarea formă:

$$\frac{d_{15}(f_2)}{d_{85}(f_1)} \leqslant 5 \tag{6.41}$$

$$\frac{d_{50}(f_2)}{d_{50}(t_1)} \leqslant 25 \tag{6.42}$$

$$40 > \frac{d_{15}(f_2)}{d_{15}(f_1)} \geqslant 5 \tag{6.43}$$

în care d_{15} (f_2) este diametrul de 15% al stratului filtrant *2*;

d_{85} (f_1) — diametrul de 85% al stratului filtrant 1. Coeficientul de neuniformitate al fiecărui strat filtrant trebuie să satisfacă criteriul (6.40).

Pentru proiectarea filtrului invers se pleacă de la diametrul mediu al terenului de protejat și se obține diametrul mediu al filtrului folosind o relație aproximativă:

$$d_{50}(f) \approx 10 \cdot d_{50}(t) \tag{6.44}$$

Pentru un filtru invers format din două strate filtrante se menține aceeași condiție:

$$d_{50}(f_2) \approx 10 \cdot d_{50}(f_1) \tag{6.45}$$

Să urmărim proiectarea unui filtru invers alcătuit din două strate filtrante. În fig. 6.22 este reprezentată curba de granulozitate etalon a terenului de protejat, care are diametrul mediu d_{50} $(t) \approx 0{,}2$ mm. Pentru obținerea diametrului mediu al stratului filtrant *1* se aplică relația 6.44:

$$d_{50}(f_1) \approx 10 \cdot d_{50}(t) = 10 \cdot 0{,}2 = 2 \text{ mm}$$

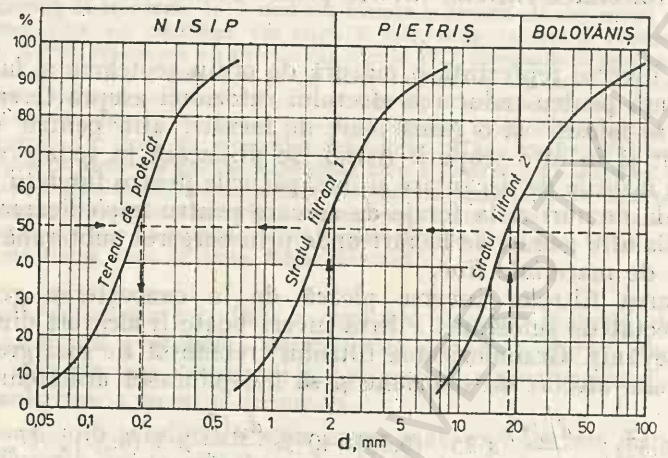


Fig. 6.22. Filtru invers.

Diametrul mediu al stratului filtrant *2* se determină folosind ecuația (6.45):

$$d_{50}(f_2) \approx 10 \cdot d_{50}(f_1) = 10 \cdot 2 = 20 \text{ mm}$$

Pentru cunoașterea orientativă a granulozității stratului filtrant *1*, în fig. 6.22 se fixează diametrul mediu $d_{50}(f_1) = 2$ mm, după care prin punctul obținut se duce o paralelă la curba de granulozitate a terenului de protejat. În același mod se obține și curba de granulozitate a stratului filtrant *2*, plecînd de la reprezentarea diametrului mediu $d_{50}(f_2) \approx 20$ mm (fig. 6.22).

Se trece apoi la verificarea filtrului invers, pe baza criteriilor menționate mai înainte (6.37—6.40), pentru care în exemplul considerat s-au obținut următoarele rezultate:

3 .....ecuația (6.37)
10 .....ecuația (6.38)
10 .....ecuația (6.39)
2,75 .....ecuația (6.40)
2 .....ecuația (6.41)
9 .....ecuația (6.42)
5 .....ecuația (6.43)

Analizînd aceste date, la care se adaugă și valoarea coeficientului de neuniformitate pentru stratul filtrant 2 (la care $U_n = 2{,}5$), se constată că filtrul invers întrunește toate condițiile cerute de ecuațiile (6.37) — (6.43), fiind corect proiectat.

Filtrele inverse sînt mai rar reprezentate printr-o singură curbă de granulozitate; de regulă fiecare strat filtrant este redat printr-un domeniu de granulozitate. Să urmărim acest lucru pentru iazul de decantare de pe Valea Cărbunelui (Teliuc Hunedoara), unde prin aplicarea filtrelor inverse (1973—1975) procesele sufozionare au putut fi stăpînite. În tabelul 6.6 sînt

Tabelul 6

Granulozitatea etalon a depozitului din taluz

Fracțiunea granulară	$d_s...d_i$ [mm]	Fracțiuni cu diametrul > d_i %					a^*	b
		Numărul determinării						
		1	2	3	4	5		
nisip mare	1—0,5	23	12	1	32	3	14	86
nisip mijlociu	0,5—0,2	29	15	19	39	37	28	58
nisip fin	0,2—0,05	26	34	45	21	48	35	23
praf	d_i <0,05	22	39	35	8	12	23	—

* a — fracțiuni (%) reprezentînd valoarea medie a determinărilor 1—5; b — fracțiuni (%) avînd diametrul < d_i considerate față de valoarea medie

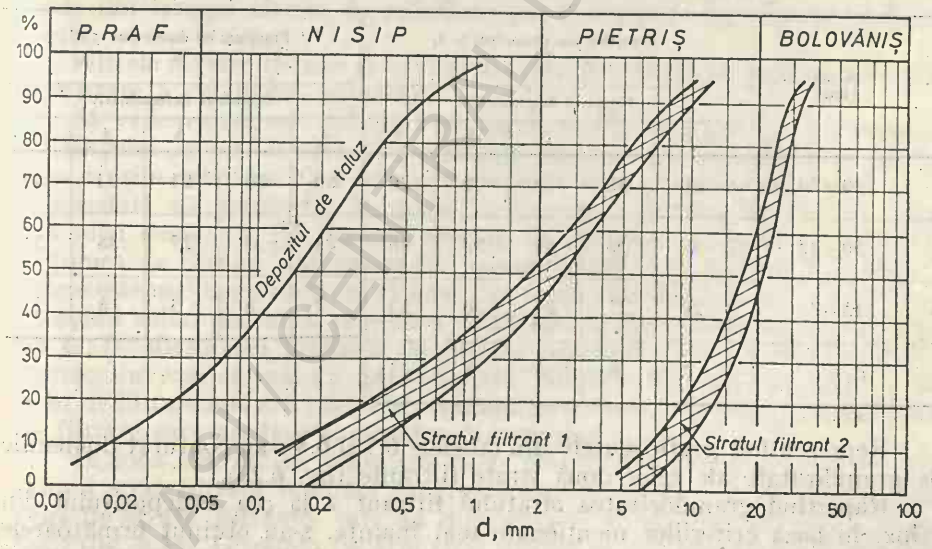


Fig. 6.23. Filtru invers proiectat pentru iazul de decantare de pe Valea Cărbunelui (Teliuc-Hunedoara).

cuprinse cinci analize granulometrice ce au fost făcute pe nisipul din taluzul stîng al iazului de decantare, din care s-a obținut curba de granulozitate etalon a depozitului din taluz (fig. 6.23).

Filtrul invers este format din două strate filtrante ale căror analize de granulozitate sînt prezentate în tabelele 6.7 și 6.8.

Tabelul 6.7.

Granulozitatea stratului filtrant *1.*

$d_s...d_i$ [mm]	Fracțiuni cu diametrul $> d_i$ %							Fracțiuni cu diametrul $< d_i$ %						
	Numărul determinării							Numărul determinării						
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
15—7	19	14	15	17	17	17	20	81	86	85	83	83	83	80
7—3	23	27	25	25	25	25	27	58	59	60	58	58	58	53
3—1	28	23	27	23	29	22	27	30	36	33	35	29	36	26
3—0,2	25	30	30	22	26	31	24	5	6	3	13	3	5	2
$d_i<0,2$	5	6	3	13	3	5	2							

Tabelul 6.8.

Granulozitatea stratului filtrant *2*

$d_s...d_i$ [mm]	Fracțiuni cu diametrul $> d_i$ %					Fracțiuni cu diametrul $< d_i$ %				
	Numărul determinării					Numărul determinării				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
40—30	20	12	9	9	20	80	88	91	91	80
30—15	49	53	64	53	46	31	35	27	38	34
15—7	26	27	24	30	23	5	8	3	8	11
$d_i<7$	5	8	3	8	11					

Reprezentînd grafic datele din tabelele 6.7 și 6.8 s-au conturat domeniile de granulozitate ale celor două strate filtrante (fig. 6.23).

Raportînd granulozitatea stratului filtrant *1* la cea a depozitului din taluz, în baza criteriilor menționate mai înainte, s-au obținut următoarele rezultate:

0,5 —1 .....ecuația (6.37)
12—17 .....ecuația (6.38)
8—17 .....ecuația (6.39)
10—20 .....ecuația (6.40)

Trecînd apoi la verificarea raportului de granulozitate dintre cele două strate filtrante, rezultatele sînt următoarele:

1,33—1,43 .....ecuația (6.41)
8—9,5 .....ecuația (6.42)
20—32 .....ecuația (6.43)

Valorile obținute satisfac condițiile cerute de ecuațiile (6.37) — (6.43), de unde rezultă că filtrul invers a fost corect dimensionat.

Alături de criteriile date prin ecuațiile 6.37 — 6.40, filtrele inverse trebuie să reprezinte o trecere gradată de la o fracțiune granulară la alta. De aceea, dacă se constată absența unei fracțiuni granulare se recomandă ca filtrul invers să fie alcătuit din mai multe strate filtrante.

Eficiența unui filtru invers este dată de capacitatea lui de a reține particulele transportate de apa subterană.

Sub acțiunea presiunii de filtrare particulele cele mai fine pot fi antrenate prin porii mari ai terenului. De aceea, granulozitatea filtrului invers trebuie în așa fel aleasă încît să oprească antrenarea particulelor fine. Diametrul porilor unui strat filtrant d_0, alcătuit din granule cu diametrul d, poate fi estimat cu relația:

$$d_0 \approx \left(\frac{1}{5} \div \frac{1}{7}\right) d \qquad (6.46)$$

În funcție de mărimea diametrului porilor d_0 se apreciază dacă particulele din terenul afectat de sufoziune pot fi reținute de către stratele filtrante.

Filtrele inverse trebuie să echilibreze prin greutatea lor proprie presiunea de filtrare a curentului subteran.

Să vedem care este mărimea presiunii de filtrare ($j = \gamma_w \cdot i$) în cuprinsul filtrului invers. Reamintind ecuațiile pentru calculul vitezei de filtrare ($v = ki$) și a debitului ($Q = vS$), care se poate scrie și sub forma $Q = K \cdot i \cdot S$, se constată că gradientul hidraulic în cuprinsul filtrului invers are valori mai mici decît cele din terenul afectat de sufoziune, deoarece debitul și secțiunea de filtrare sînt constante, iar coeficientul de filtrare k al filtrului invers este mai mare decît cel al terenului supus sufoziunii. Gradientul hidraulic avînd valori mai mici, presiunea de filtrare se micșorează și ea (vezi ecuația 6.17). Micșorarea presiunii de filtrare reprezintă un alt efect pozitiv al filtrelor inverse ca măsură antifuzionară. Stratele filtrante, avînd un coeficient de filtrare mai mare decît al terenului ce trebuie protejat, reduc presiunea de filtrare care produce antrenarea hidrodinamică.

În zona afectată de sufoziune, peste terenul ce trebuie protejat se așază primul strat filtrant (mai fin ca granulozitate), după care se pun succesiv celelalte strate filtrante, care au dimensiunile granulelor din ce în ce mai mari (fig. 6.24). Grosimea fiecărui strat filtrant se recomandă să fie de 30—50 cm (Cambefort H., 1971).

Observînd taluzele iazurilor de decantare în zonele de formare a izvoarelor prin care se drenează o parte din apa subterană se constată, chiar în absența proceselor sufozionare, că nisipurile au un grad de îndesare redus, aflîndu-se de fapt într-o stare relativ afînată, ca urmare a acțiunii de durstă a presiunii de filtrare. Avînd în vedere că nisipurile în stare afînată sînt

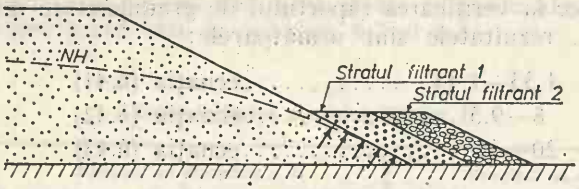


Fig. 6.24. Secțiune printr-un filtru invers.

mai ușor expuse sufoziunii decît cele îndesate, este necesar ca cercetările viitoare să fie orientate spre cunoașterea în detaliu a acestei corelații.

Filtrele inverse, prin proprietatea pe care o au de a reține particulele fine și prin permeabilitatea lor ridicată care are drept urmare micșorarea presiunii de filtrare, reprezintă o măsură foarte eficientă de combatere a proceselor sufozionare, cu efecte pozitive în asigurarea stabilității iazurilor de decantare și a terenului de fundare. În fig. 6.25 se prezintă un proces sufozionar activ la iazul de decantare de pe Valea Devei, care a fost stăpînit cu ajutorul filtrelor inverse. Pe taluz a apărut un izvor puternic care prin antrenarea nisipului a provocat surparea bazei taluzului. În partea de sus a figurii se poate vedea granulozitatea mai fină a depozitului din taluz, în comparație cu dimensiunile mai mari ale granulelor din filtrul invers așezat la baza taluzului.

Fig. 6.25. Proces sufozionar în taluzul unui iaz de decantare.

6.3. Afuierea

Afuierea uneori este confundată cu sufoziunea. Spre deosebire de sufoziune, prin care se produce o antrenare în cuprinsul stratului acvifer, deci în subteran, afuierea reprezintă o antrenare a nisipurilor și pietrișurilor din terenul de fundare a construcțiilor, de către apele de suprafață. Aluierea

este de fapt o eroziune de suprafață, noțiunea fiind legată de terenul de fundare, pe de o parte, și de natura lui litologică, pe de altă parte. Ea are loc, ca și sufoziunea, numai în terenuri granulare (nisipuri, pietrișuri). Afuierea este deci o eroziune, dar aceasta din urmă nu reprezintă în toate cazurile o afuiere. Eroziunea în roci argiloase, de exemplu, nu este un proces de afuiere chiar dacă argilele ar constitui terenul de fundare a unei construcții.

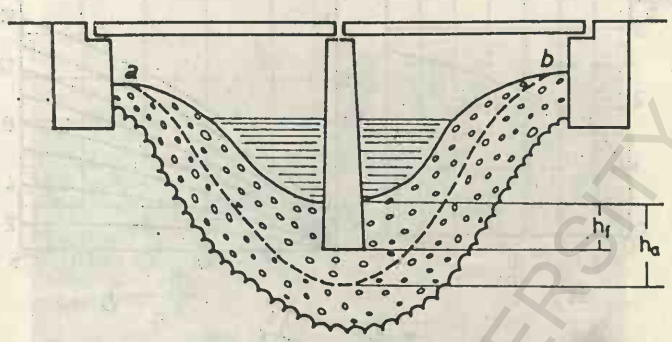


Fig. 6.26. Erodarea aluviunilor de sub pila unui pod:
h_f — adîncimea de fundare; h_a — adîncimea de afuiere.

Fig. 6.26 reprezintă o secțiune printr-un pod avînd culeele fundate în roca de bază, iar pila în aluviuni la adîncimea h_f sub patul rîului. În timpul unei inundații aluviunile au fost supuse eroziunii, rîul și-a lărgit valea, noul relief fiind reprezentat prin linia întreruptă $a—b$. Adîncimea de afuiere h_a fiind mai mare decît adîncimea de fundare h_f (fig. 6.26), pila cedează, ceea ce duce la distrugerea podului. Iată dece este necesar să cunoaștem procesul de afuiere.

Prin amplasarea pilelor de pod în apa rîului se reduce secțiunea de curgere a apei. Debitul rîului fiind constant, micșorarea secțiunii determină creșterea vitezei apei, ceea ce duce la intensificarea eroziunii patului rîului. În timpul viiturilor și inundațiilor, eroziunea rîurilor fiind foarte puternică se întîlnesc frecvente cazuri de afuiere, care au drept urmare degradarea parțială sau totală a construcțiilor amplasate pe rîuri sau în imediata lor apropiere. Viiturile și inundațiile sînt însoțite de o creștere a nivelului apei în rîu. Unii autori consideră că adîncimea de afuiere poate fi egală cu creșterea nivelului apei în timpul viiturii. S-a observat, însă, că la unele rîuri adîncimea de afuiere este de 2—3 ori mai mare decît creșterea nivelului apei (Leonards G., 1962).

Cunoașterea adîncimii de afuiere este foarte importantă pentru stabilirea adîncimii de fundare a construcțiilor pe rîuri. În fig. 6.27 *a* este redată o diagramă pe baza căreia se poate estima adîncimea de afuiere $h_{a(1)}$, în cazul în care direcția de curgere a apei din rîu este paralelă cu lungimea fundațiilor pilelor. În acest scop trebuie să cunoaștem adîncimea apei în rîu (h) și lățimea fundației la nivelul patului rîului (b). În abscisă este trecut raportul $\frac{h}{b}$ iar în ordonată coeficientul $\eta = \frac{h_{a(1)}}{b}$. Cunoscînd raportul $\frac{h}{b}$ se determină cu ajutorul diagramei adîncimea de afuiere. De exemplu, dacă

adîncimea apei în rîu este $h = 3$ m, iar lățimea fundației $b = 1{,}5$ m, se face raportul $\frac{h}{b} = \frac{3}{1{,}5} = 2$ și se fixează valoarea 2 pe abscisă, se ridică o perpendiculară pînă ce intersectăm curba, iar prin proiectarea punctului de inter-

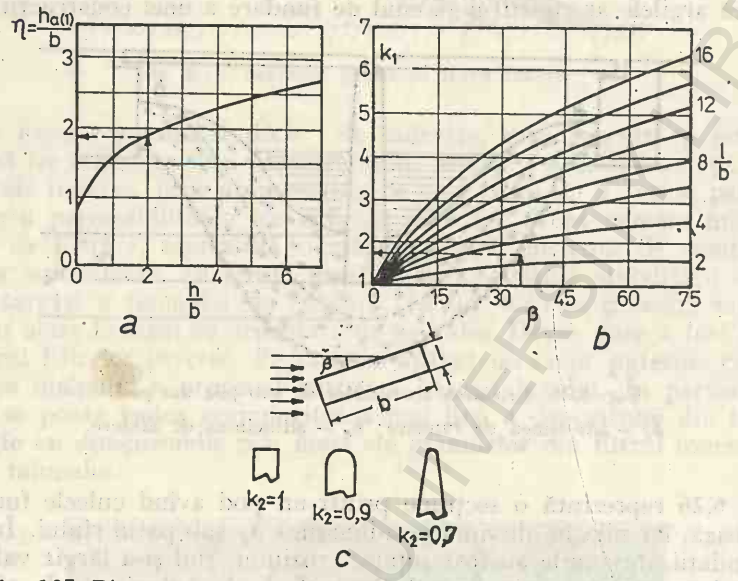


Fig. 6.27. Diagrame pentru estimarea adîncimii de afluiere (după Laursen și Tocht).

secție pe ordonată se obține $\eta = 1{,}8$. Adîncimea de afuiere este deci $h_{a(1)} = \eta \cdot b = 1{,}8 \times 1{,}5 = 2{,}7$ m. Evident că se va considera $h_{a(1)} \approx 3$ m.

În cazul în care direcția de curgere a apei în rîu face unghiul β cu direcția axei longitudinale a pilei (fig. 6.27 *c*) adîncimea de afuiere este mai mare decît în situația prezentată mai înainte și se poate estima cu diagramele din fig. 6.27 *b*, folosind relația:

$$h_a = k_1 k_2 h_{a(1)} \tag{6.47}$$

în care h_a este adîncimea de afuiere, în metri; k_1 — coeficient adimensional ce se determină în funcție de dimensiunile fundației ($l \times b$) și de unghiul β (fig. 6.27*b*); k_2 — coeficient adimensional ce se alege în funcție de forma fundației pilei (fig. 6.27 *c*); $h_{a(1)}$ — adîncimea de afuiere pentru cazul din fig. 6.27*a*, în metri.

Urmărind valorile coeficientului k_2, care sînt trecute în fig. 6.27*c*, se observă că afuierea are valoarea maximă în cazul fundațiilor rectangulare ($k_2 = 1$). Cînd capetele fundației sînt semicirculare ($k_2 = 0{,}9$) sau ovalizate ($k_2 = 0{,}7$) adîncimea de afuiere este mai mică.

Pentru a ușura folosirea acestor diagrame în estimarea adîncimii de afuiere să luăm un exemplu de calcul. Vom considera o fundație cu dimensiunile $l \times b = 4{,}5 \times 1{,}5$ m, situată pe un rîu în care adîncimea apei este $h = 3$ m. Direcția de curgere a apei face unghiul $\beta = 35°$ cu direcția axei

longitudinale a pilei. Fundația are capetele de formă semicirculară. În acest exemplu, reprezentînd o continuare a celui prezentat mai înainte, vom pleca de la valoarea adîncimii de afuiere $h_{a(1)} = 2{,}7$ m, obținută cu diagrama din fig. 6.27 *a*. Pentru a determina coeficientul k_1 se pleacă de la $\beta = 35°$ și $\frac{l}{b} = \frac{45}{1{,}5} = 3$. În fig. 6.27 *b* se fixează în abscisă valoarea $\beta = 35°$ și se ridică apoi o perpendiculară în acest punct pînă la valoarea $\frac{l}{b} = 3$. Proiectînd pe ordonată punctul obținut rezultă $k_1 = 1{,}75$. Fundația avînd capetele semicirculare, coeficientul $k_2 = 0{,}9$. Cu aceste date se determină adîncimea de afuiere pe baza relației (6.47):

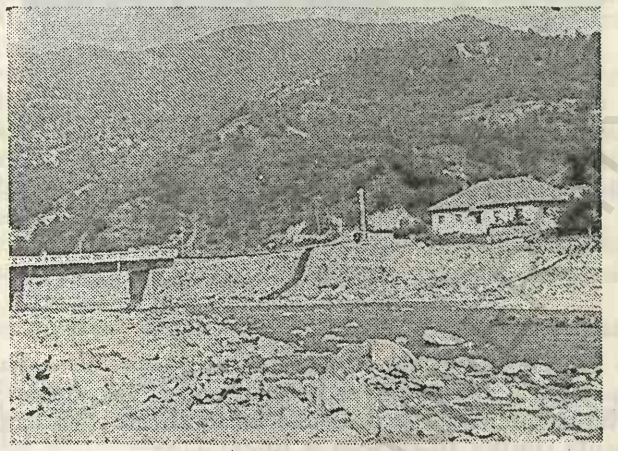


Fig. 6.28. Cedarea podului de peste Buzău, la Nehoiu (1975).

$$h_a = k_1 \; k_2 \; h_{a(1)} = 1{,}75 \times 0{,}9 \times 2{,}75 \approx 4{,}3 \text{ m}$$

În exemplul considerat, adîncimea de afuiere se va lua circa 4,5—5 m. Pentru a evita efectele negative ale afuierii asupra construcțiilor fundate pe rîuri sau în imediata lor apropiere, adîncimea de fundare se va lua mai mare decît adîncimea de afuiere.

Afuierea și eroziunea sînt fenomene foarte active mai ales în timpul inundațiilor, avînd efecte negative asupra stabilității malurilor și patului rîurilor. Referindu-ne la inundațiile din 1975 din țara noastră, acestea au produs numeroase pagube pe unele rîuri printre care și Valea Buzăului.

În fig. 6.28 este prezentat un pod din beton peste Buzău (la Nehoiu) care a fost distrus în timpul inundațiilor. Prin eroziunea puternică a malului drept al rîului a fost distrusă culeea. Nivelul apei s-a ridicat mult deasupra podului pînă la jumătate din înălțimea clădirii ce se află pe terasă, în dreapta fotografiei.

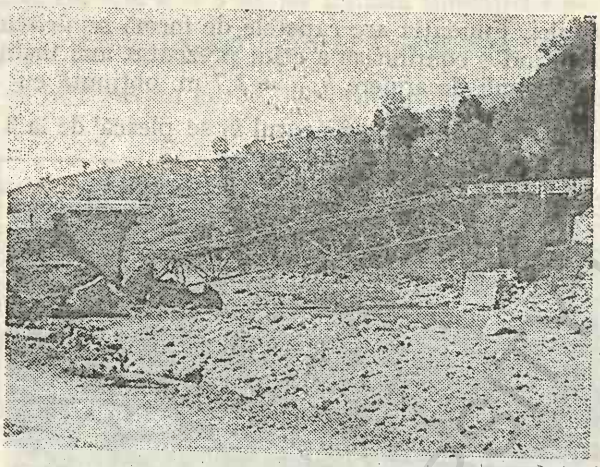


Fig. 6.29. Cedarea podului de peste Bîsca Rosilei, la Varlam (1975).

Viitura a fost, de asemenea, foarte puternică pe Bîsca Rosilei distrugînd numeroase poduri. În fig. 6.29 se vede un pod de fier distrus prin cedarea culeei din malul drept. Acest pod se află la localitatea Varlam, imediat în aval de confluența rîurilor Bîsca Mică și Bîsca Mare.

* * *

Bibliografie

Cambefort H. (1971). *Intrcducticn à la Géctcchnique.* Editeur Eyrolles. Paris.

Earle J. Hlohn (1972). *Tailings dams in Btitish Cclumbia.* Frcm Geotechnical practice for stability in cpen pit mining. Scciety cf Mining Eugineers cf the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc., New Ycrk.

Florea M. N. (1960). *Durata turnărilcr experimentale și fenomenul de autcccimatare.* Revista Minelor, Vol. 11, august, București.

Florea M. N. (1967). *Prccesul de sufcziune în rccile nisipcase.* Inst. Geolcgic, Studii tehnice și economice, seria F, Geolcgie tehnică, nr. 7, Studii de geolcgie tehnică, București.

Florea M. N. (1979). *Alunecări de teren și taluze.* Editura tehnică. București.

Istomina V. S. (1957). *Filtraționaia ustoicivosti gruntcv.* Gcsudarstvence izdatelistvo literaturî po stroitelistvu i arhitekture. Moskva.

Leonards G. (1962). *Fcundaticn Engineering.* McGraw- Hill, New Ycrk.

Müller L. (1964). *The rcck slide in the Vajcnt Valley.* Rcck Mechanics and Engineering Geology, Vol. II/3—4. Wien, New York.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7. Cercetări de geofizică inginerească

Tr. Moldoveanu

Scopul cercetărilor geofizice constă în completarea și detalierea studiilor de geologie inginerească realizate pe baza datelor obținute prin foraje sau lucrări miniere, în vederea proiectării și executării construcțiilor industriale și civile. Principalele probleme rezolvabile prin utilizarea metodelor geofizice sînt următoarele:

a) Determinarea reliefului rocii de bază, adîncimea la care se găsește aceasta și implicit grosimea depozitelor acoperitoare;

b) Localizarea accidentelor tectonice care afectează terenul de fundație;

c) Aprecierea porozității și a discontinuităților din masiv;

d) Stabilirea gradului de fisurare și alterare a terenului de fundare;

e) Aprecierea anizotropiei masivului;

f) Determinarea caracteristicilor elastice ale rocilor investigate prin metode dinamice (coeficientul lui Poisson — μ_d, modulul lui Young — E_d, modulul de forfecare — G_d);

g) Determinarea planelor de alunecare și a grosimii maselor alunecătoare;

h) Localizarea zonelor carstificate;

l) Evidențierea golurilor subterane și a zidurilor vechi îngropate în zona terenului de fundare;

m) Microzonarea seismică a zonelor în care urmează să se execute construcții;

n) Comportarea în timp a rocii de fundare, sau încărcare.

Pentru studierea acestor probleme se folosesc curent metodele seismometrice, electrometrice și ale carotajului geofizic (electric, sonic și radioactiv. Uneori sînt utile și metodele gravimetrice, magnetometrice și radiometrice (vezi tabelul 7.1)

Tabelul 7.1.

Metodele geofizice folosite în domeniul geologiei inginerești

	Metoda	Fenomene fizice observate	Proprietăți fizice măsurate	Aplicații
Investigații geofizice de suprafață	Prospecțiunea electrică	Cîmpul electric al terenului	Potențialul natural și rezistivitatea	Structura terenului și apele subterane
	Prospecțiunea seismică	Undele elastice	Viteza undelor elastice	Structura și proprietățile dinamice ale terenului
	Prospecțiunea gravimetrică	Cîmpul gravității	Gravitatea	Structura terenului
	Prospecțiunea magnetică	Cîmpul geomagnetic	Componentele cîmpului magnetic	Structura terenului

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR

Tabelul 7.1 *(continuare)*

	Metoda	Fenomene fizice observate	Proprietăți fizice măsurate	Aplicații
Investigații geofizice de suprafață	Prospecțiunea radiometrică	Intensitatea radiațiilor	Densitatea și umiditatea	Structura terenului și apele subterane
Investigații geofizice în găuri de foraj	Carotaj sonic	Undele elastice	Viteza undelor elastice	Structura și proprietățile dinamice ale terenului
	Carotaj electric	Cîmpul electric al terenului	Potențialul natural și rezistivitatea specifică	Structura terenului și apele subterane
	Carotaj radioactiv	Intensitatea radiațiilor	Densitatea și umiditatea	Proprietățile terenului

7.1. Metodele geofizice aplicate în geologia inginerească

7.1.1. Prospecțiunea electrică

Prospecțiunea electrică este metoda de investigare a subsolului care se bazează pe diferențierea din punct de vedere geoelectric a rocilor ce intră în alcătuirea acestuia. Metodele prospecțiunii electrice sînt numeroase și variate și se bazează în general pe utilizarea unor curenți naturali sau artificiali. În funcție de aceasta ele se clasifică astfel:

a. Metode în curenți naturali:
— metoda polarizației naturale sau spontane (PN);
— metoda curenților telurici;

b. Metode în curenți artificiali:
— Metoda potențialului;
— Metoda corpului încărcat;
— Metoda rezistivităților;
— Metoda polarizației induse.

Dintre toate aceste metode cea mai des folosită în studiile de geologie inginerească este *metoda rezistivităților* care se bazează pe studiul rezistivității rocilor din subsol.

Rezistivitatea ρ sau, inversul acesteia — conductivitatea σ reprezintă parametrul fizic cel mai important care caracterizează din punct de vedere electric rocile și obiectele aflate în subsol și care stă la baza aplicării majorității metodelor geoelectrice de investigație.

Rezistivitatea rocilor variază în limite extrem de largi, în funcție de conținutul lor mineralogic, porozitate, natura soluțiilor conținute în porii rocii și gradul lor de umplere, textură, structură, presiune, temperaturi etc. În tabelul 7.2 sînt prezentate după Astier (1971) domeniile de variație a rezistivității diferitelor tipuri de ape și roci întîlnite mai des în domeniul geologiei inginerești și hidrogeologiei.

Tabelul 7.2.

Rezistivitatea apelor și rocilor (după Astier, 1971)

Ape sau roci	Rezistivitatea [Vm[
Apă de mare	0,2
Apă din pînzele freatice	10—30
Apă din rîuri	50—100
Nisipuri și pietrișuri uscate	1 000—10 000
Nisipuri și pietrișuri îmbibate cu apă dulce	50—500
Nisipuri și pietrișuri îmbibate cu apă sărată	0,5—5
Argile	2—20
Marne	20—100
Calcare	300—10 000
Gresii argiloase	50—300
Gresii cuarțite	300—10 000
Tufuri vulcanice	20—100
Lave	30—10 000
Sisturi grafitoase	0.5—5
Sisturi argiloase sau alterate	100—300
Sisturi sănătoase	300—3000
Gneisse, granite alterate	100—1000
Gneisse, granite sănătoase	1 000—10 000

Rezistivitatea rocilor, mai ales a celor stratificate, prezintă de asemenea variații în funcție de direcția de propagare a curentului electric, distingîndu-se o rezistivitate longitudinală ρ_l și una transversală ρ_t în raport cu stratificația. Calculul coeficientului de anizotropie λ se face cu ajutorul relației:

$$\lambda = \sqrt{\rho_l / \rho_t} \qquad (7.1)$$

valoarea sa fiind cuprinsă între 1 (argile slab stratificate) și 3 (șisturi grafitoase și cărbunoase).

Cercetările în domeniul geofizicii inginerești bazate pe determinarea rezistivității pot fi realizate printr-o serie de metode geoelectrice. Cea mai

des utilizată dintre acestea este metoda rezistivităților în curent continuu sau curent alternativ. Principial metoda constă în injectarea în subsol a unui curent electric de intensitate cunoscută (I) prin intermediul a doi electrozi A și B și măsurarea diferenței de potențial ΔV, cu ajutorul altei perechi de electrozi de măsură M și N. Distribuția liniilor de curent și potențial rezultate este prezentată în fig. 7.1.

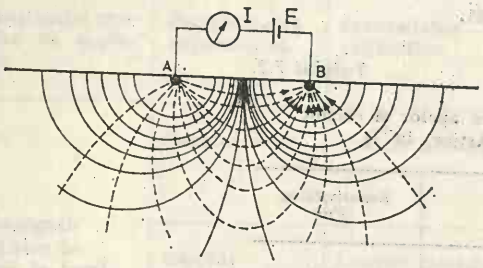


Fig. 7.1. Distribuția liniilor de curent și potențial în subsol:
— linie de potențial;
- - - linie de curent.

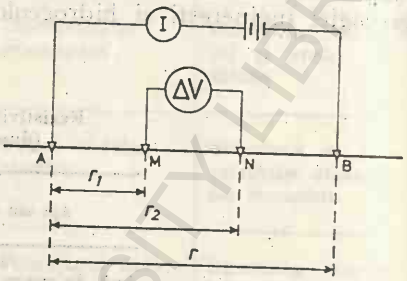


Fig. 7.2. Configurația unui dispozitiv de măsură cu patru electrozi:
AB — electrozi de curent;
MN — electrozi de potențial.

În general, pentru măsurarea rezistivității se folosesc dispozitive de măsură cu patru electrozi (fig. 7.2) prin care curentul I injectat în sol prin electrozii A și B și diferența de potențial ΔV dintre electrozii M și N sînt măsurate. Pentru o astfel de configurație a electrozilor, rezistivitatea se determină cu ajutorul relației:

$$\rho_a = 2\pi \frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r-r_1} - \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r-r_2}} \cdot \frac{\Delta V}{I} \qquad (7.2)$$

În lucrările de teren se folosesc curent două procedee ale metodei rezistivităților: sondajul electric vertical (SEV) și profilarea electrică.

Sondajele electrice verticale se bazează pe creșterea progresivă a distanței dintre electrozi și permit investigarea în adîncime a subsolului, iar interpretarea cantitativă a variației rezistivității aparente cu adîncimea (curbele SEV) se face cu ajutorul seturilor de abace sau la calculatorul electronic. Un exemplu de interpretare cantitativă a acestor curbe SEV în termeni geologo-structurali este prezentat în fig. 7.3.

Profilarea electrică este utilizată în scopul studierii variației laterale a rezistivității aparente și constă în deplasarea succesivă a unui aranjament constant de electrozi de-a lungul profilelor, interpretarea rezultatelor măsurătorilor efectuate avînd mai mult un caracter calitativ. Această metodă se folosește în special pentru punerea în evidență a accidentelor tectonice.

În general, pentru aplicarea practică a celor două procedee ale metodei rezistivităților (SEV și profilarea electrică) se folosesc dispozitive cu patru electrozi în două variante: Schlumberger $\left(\text{cînd distanța dintre } M \text{ și } N \text{ este mai mică decît distanța dintre } A \text{ și } B \text{ adică } MN \leqslant \frac{AB}{6}\right)$ și Wenner

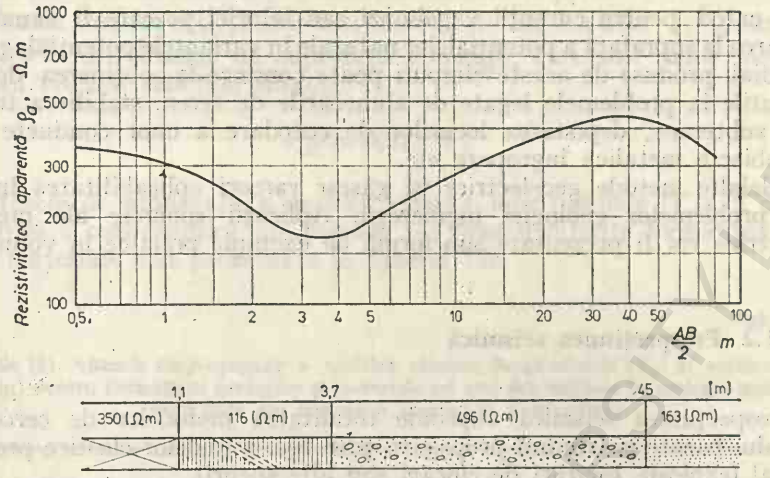


Fig. 7.3. Exemplu de curbă de sondaj electric vertical (SEV) și rezultatul interpretării.

(cînd distanțele dintre toți electrozii sînt egale: $AM = MN = NB = a$).

Pentru dispozitivul Schlumberger, rezistivitatea aparentă se calculează cu formula 7.2, iar pentru dispozitivul Wenner cu ajutorul relației:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \tag{7.3}$$

Dispozitivul de măsură Schlumberger este preferabil celui Wenner în executarea sondajelor electrice verticale, pentru că necesită un număr mult mai redus de deplasări ale electrozilor, fiind sensibil totodată la unele variații laterale ale rezistivității aparente, pe care reușește să le corecteze într-o anumită măsură.

Pentru executarea profilării electrice se recomandă utilizarea dispozitivului Wenner, care permite deplasarea sa rapidă de la o stație de măsură la alta prin alegerea unei rețele adecvate de observație.

O altă metodă utilizată în rezolvarea unor probleme de geologie inginerească și în special în hidrogeologie este *metoda polarizației naturale* (PN), care este o metodă expeditivă și necesită costuri reduse. Noțiunea de polarizație include o serie de cîmpuri naturale locale: electrochimice, de filtrație, de difuzie-adsorbție, de coroziune galvanică, etc., care se manifestă la suprafață prin apariția unor potențiale măsurabile. Dintre acestea, cele de electrofiltrație și de coroziune galvanică prezintă un interes deosebit pentru problematica abordată. Primele se datoresc circulației fluide în rocile poroase și sînt responsabile de anomaliile negative de potențial natural înregistrate în zonele cu relief pozitiv. Văile, în schimb, se reflectă prin anomalii pozitive. Anomalii pozitive de PN se obțin și în cazul unor ape ascensionale, datorită îmbogățirii apei în cationi, ca urmare a adsorbției preferențiale a anionilor de către rocile prin care acestea circulă. Cîmpurile de coroziune galvanică apar în porțiunile de corodare a conductelor metalice îngropate, cu

rol de catod pentru curenții vagabonzi sau telurici pe care îi canalizează. Măsurarea la suprafață a potențialelor naturale în variantele potențial, gradient sau radiali produse de aceste cîmpuri poate conduce la obținerea de informații utile în problemele legate de alunecările de teren, stabilirea traseului văilor subterane, depistarea locurilor de corodare a unor conducte sau a altor obiecte metalice îngropate etc.

Celelalte metode geoelectrice își găsesc rareori aplicabilitatea în rezolvarea problemelor geologiei inginerești. Aplicații concrete ale metodelor geoelectrice vor fi prezentate sub formă de exemple practice în volumul II.

7.1.2. Prospecțiunea seismică

Prospecțiunea seismică cuprinde totalitatea metodelor de cercetare a subsolului bazate pe studiul propagării prin roci a undelor elastice provocate artificial (explozii, lovituri de ciocan, sau alte șocuri).

În principiu, se studiază undele elastice generate la suprafața pămîntului, care pătrund în subsol unde, întîlnind interfețe între strate cu impedanță acustică (δV) diferită, se reflectă și /sau se refractă după care se întorc la suprafață unde sînt captate de traductori speciali (geofoni), conectați la o stație de înregistrare; pe baza timpilor de propagare și a distanțelor la care au fost recepționate undele, se pot determina vitezele de propagare și poziția limitelor reflectatoare și refractatoare.

Proprietățile elastice ale mediului pot fi caracterizate cu ajutorul unor parametri (constante), dintre care modulul lui Young (E) și coeficientul lui Poisson (μ) sînt utilizați în proiectarea construcțiilor și în special pentru calculul antiseismic al construcțiilor.

Primul reprezintă coeficientul de proporționalitate între tensiunea aplicată și deformația longitudinală rezultată (legea lui Hooke) și se exprimă în dyne/cm^2 sau kg/cm^2; cel de al doilea, coeficientul de proporționalitate între deformarea laterală și cea longitudinală, este o mărime fără dimensiuni care pentru roci are aproximativ valoarea cuprinsă între 0,25—0,30 (tabelul 7.3).

Se deosebesc două categorii de parametri elastici: statici (E_s, μ_s) și dinamici (E_d, μ_d). Cei statici corespund unor acțiuni exterioare deformatoare lente; cei dinamici unor acțiuni rapide. Parametrii dinamici ai rocilor, așa cum se va arăta mai departe, pot fi determinați pe baza vitezelor de propagare a undelor seismice.

Undele elastice (seismice) sînt de două tipuri: *de volum* (propagarea are loc în întreg mediu) și *de suprafață* (propagarea are loc în vecinătatea suprafeței libere a mediului). Undele de volum se subîmpart, în funcție de caracterul mișcării particulelor în raport cu direcția de propagare, în : unde longitudinale P (mișcarea particulelor este paralelă cu direcția de propagare) și unde transversale S (mișcarea particulelor este perpendiculară pe direcția de propagare).

Undele de suprafață sînt și ele de două feluri: Rayleigh (R) (de tip longitudinal) și Love (L) (de tip transversal), mișcarea particulelor avînd traiectorii mai complexe.

Cele mai des folosite în practică sînt undele P și S.

Vitezele undelor $P(V_P)$ sînt mai mari decît ale undelor $S(V_S)$ de aproximativ $\sqrt{3}$ ori. Undele de suprafață Rayleigh, care sînt unde perturbatoare, au vitezele cele mai scăzute:

$$V_R \approx 0{,}92.\ V_S$$

Vitezele de propagare a undelor elastice longitudinale (V_P), a densităților (δ) și a coeficienților lui Poisson (μ) pentru diferite formațiuni geologice și materiale sînt prezentate în tabelul 7.3.

Tabelul 7.3.

Densitățile (δ), vitezele de propagare a undelor elastice longitudinale (V_p) și coeficientul lui Poisson (μ) pentru formațiuni geologice și materiale cel mai des întîlnite în geologia inginerească (după date din literatura americană și sovietică)

Formațiuni geologice-materiale	δ [g/cm³]	V_P [km/s]	μ_d
Materiale de suprafață neconsolidate	1,4 — 1,8	0,20—0,60	0,23—0,33
Pietriș, detritus, nisip uscat	1,4 — 2,2	0,12—0,98	0,10—0,24
Pietriș și nisip umed	1,8 — 2,4	1,50— 1,60	0,44—0,49
Loess	1,61	0,38—0,40	0,44
Apă dulce	1,0 (4°C)	1,43— 1,68	
Apă de mare	1,0 (4°C)	1,46— 1,53	
Nisip	1,60— 1,90	6,0 — 1,85	
Argilă nisipoasă	1,5 — 1,7	0,30—0,90	
Argilă	1,7 — 2,5	1,20—2,50	
Marnă	1,8 — 2,6	2,50—3,50	0,24
Gresie afînată	1,8 — 2,0	1,50—2,50	
Gresie compactă	2,0 — 2,6	2,60—5,30	0,19—0,23
Sisturi argiloase	2,4 — 2,8	2,70—4,80	
Cretă	1,94—2,23	1,80—3,50	
Calcar fisurat — alterat	2,20—2,58	1,60—3,00	0,30—0,50
Calcar compact	2,58—2,80	5,20—7,00	0,26—0,32
Dolomit	2,75—2,85	5,90—6,40	0,26—0,30
Sare gemă	2,1 — 2,30	4,20—5,50	
Gheață	0,92	3,10—4,20	
Gips, anhidrit	2,3 — 3,0	4,50—6,50	0,30
Granit	2,6 — 2,8	4,0 — 6,00	
Bazalt	2,90— 3,05	4,50— 6,00	
Diabaz	2,80— 3,11	5,80— 6,60	
Tuf vulcanic	2,8 — 3,0	2,00—2,20	
Sist, micașist	2,4 — 2,8	2,80—4,20	0,23
Gneis, cuarțit	2,6 — 3,0	3,50— 5,00	
Cărbune	1,1 — 1,5	1,60— 1,90	

Limitele largi ale valorilor de viteză pentru fiecare rocă se explică prin dependența vitezei de diferiți factori (adîncime, porozitate, vîrstă geologică, tectonică etc).

Propagarea undelor seismice este un fenomen complex, care se desfășoară conform unor principii cunoscute în optică. Pentru propagarea într-un mediu stratificat o deosebită importanță o au fenomenele de reflexie și refracție, de asemenea cunoscute din optică. Schematic, aceste fenomene se pro-

duc astfel: dacă o undă elastică P întîlnește sub unghi i (fig. 7.4) interfața dintre două medii caracterizate prin viteze V_1 și V_2 diferite, iau naștere o undă reflectată care revine în primul mediu propagîndu-se pe o direcție care face cu normala la limită un unghi $R=i$ și o undă refractată care pătrunde în cele de al doilea mediu pe o direcție care face cu normala un unghi r definit de relația: $\sin i/\sin r = V_1/V_2$ (legea lui Snell-Descartes).

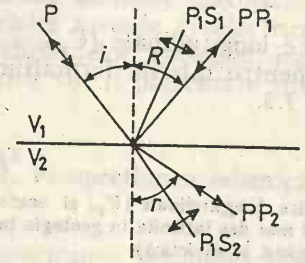


Fig. 7.4. Reflexia și refracția undei seismice longitudinale.

Pentru unghiul de incidență $i_c = \text{arc sin } V_1/V_2$, denumit critic, unda se propagă de-a lungul limitei de separație cu viteza V_2 ($r = 90°$). Această undă „alunecătoare" creează în primul mediu o undă asemănătoare cu cea sonoră de tip balistic, cunoscută în seismometrie sub denumirea de undă frontală.

De fapt, în cazul incidenței unei unde longitudinale iau naștere patru unde (v. 7.4): longitudinală reflectată (PP_1), longitudinală refractată (PP_2), transversală reflectată (PS_1) și transversală refractată (PS_2); asemănător se întîmplă și în cazul incidenței unei unde transversale.

Undele reflectate și refractate care presupun schimbarea caracterului de oscilație al particulelor se numesc unde de schimb.

În procesul de propagare a undelor seismice se constată o atenuare a energiei, explicată prin existența fenomenelor de absorbție și de dispersie. Legea de variație a amplitudinii undei în funcție de distanță are următoarea formă: $A(x) = A_0 e^{-\alpha x}$, unde $A(x)$ este amplitudinea la distanța x; A_0 — amplitudinea pentru $x = 0$; α — coeficientul de absorbție.

Coeficientul de *absorbție* caracterizează neelasticitatea rocilor și depinde în mare măsură de particularitățile fizico-mecanice ale acestora; el reprezintă de aceea un parametru foarte important utilizat în calculele de proiectare antiseismică a construcțiilor și constituie obiect de studiu în ingineria seismică.

Uneori se mai folosește și noțiunea de *decrement de absorbție* (δ), care exprimă absorbția într-un spațiu egal cu lungimea undei ($\delta = \alpha\lambda$). Decrementul de absorbție al mediului se determină pe baza studiului amplitudinii undelor sau a spectrului acestora.

În funcție de tipul undelor utilizate, metoda seismică s-a dezvoltat în principal, în două variante: seismică de refracție și seismică de reflexie. O a treia variantă, cea a undelor directe, are în prezent o dezvoltare din ce în ce mai mare și își găsește tot mai multe aplicații în domeniul ingineriei seismice.

Metoda reflexiei, utilizată mai mult în prospecțiunile pentru petrol și mai puțin în domeniul geologiei inginerești, este o metodă de detectare a structurilor geologice pe baza recepționării undelor reflectate de limitele dintre strate. Undele generate la suprafață (sau în găuri de sondă) sînt recep-

ționate de geofoni amplasați pe dispozitive lineare situate în imediata apropiere a punctului de generare (PE), în general simetrice față de acesta (fig. 7.5). Pe seismogramele obținute se pot determina timpii de sosire a undelor reflectate, pe baza cărora se întocmesc hodografele (în cazul unei limite plane hodograful este o hiperbolă). După corectarea hodografelor de influențele neuniformităților superficiale și obținerea informațiilor asupra vitezei de

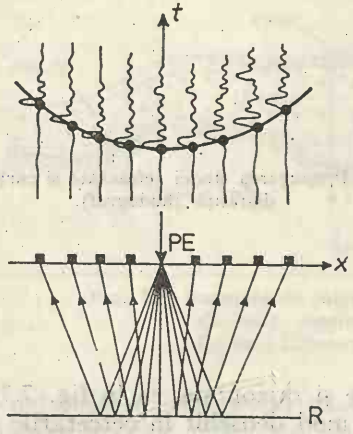


Fig. 7.5. Principiul metodei undelor reflectate.

propagare a undei în mediul acoperitor, se determină adîncimea și înclinarea limitei reflectatoare, prin aplicarea unor procedee de calcul.

Metoda refracției are o largă aplicare în rezolvarea problemelor de geologie inginerească; de aceea, în cele ce urmează se va explica mai pe larg această metodă.

Metoda refracției urmărește înregistrarea și valorificarea undelor frontale, care corespund limitei între două medii geologice, cel inferior trebuind să fie caracterizat printr-o viteză mai mare de propagare a undelor seismice.

Dispozitivele de măsurare în teren presupun colinearitatea punctelor de generare și a celor de recepție. Distribuția acestor puncte de-a lungul

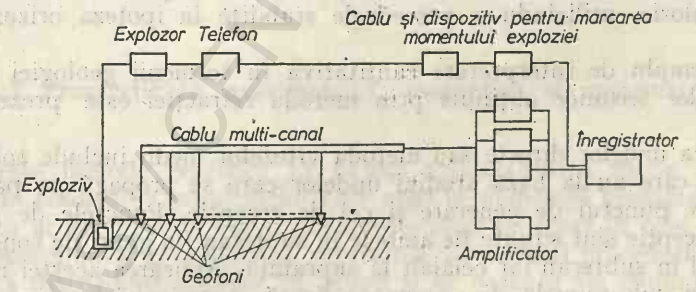


Fig. 7.6. Schema bloc a prospecțiunii seismice prin metoda refracției.

profilului este stabilită în raport cu gradul de detaliu al cercetării. Schema bloc a aparaturii seismice de măsurare și de dispunere a punctului de generare și a celor de măsurare sînt prezentate în fig. 7.6.

Lungimea dispozitivului va fi cu atît mai mare cu cît limita este mai adîncă și prezintă un contrast mai redus de viteză. Pe baza determinării

pe seismogramă a timpilor de parcurs a undelor care sosesc primele la receptori („prime sosiri") și a distanțelor punct de generare — punct de recepție se construiește curba timp-distanță (hodograf), fig. 7.7. Pentru corectarea influențelor neuniformităților superficiale (refief, zonă de viteză mică) este necesară construirea hodografelor în ambele „sensuri de împușcare" (hodografe reciproce).

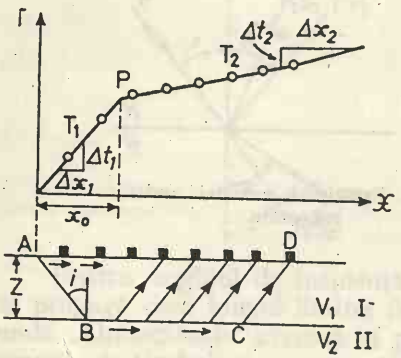


Fig. 7.7. Propagarea undei refractate și curba timp—distanță (hodograf).

Pentru cazul simplu al limitei plane și orizontale, ca în fig. 7.7, determinarea elementelor care interesează în mod deosebit în cercetările de geologie inginerească — adîncimea limitei și vitezele undelor seismice în mediul de deasupra limitei și cea de „alunecare" de-a lungul ei — se face prin formulele elementare care se pot deduce fără dificultate:

$$Z = \frac{x_0}{2}\sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} = \frac{t_1}{2}\,\frac{V_1}{\cos i}$$
$$V_1 = \frac{\Delta x_1}{t_2}, \qquad V_2 = \frac{\Delta x_2}{t_2} \tag{7.4}$$

Adîncimea limitei de refracție se determină de regulă numai sub punctele de explozie, utilizîndu-se procedeele stabilite în ipoteza orizontalității limitei.

Un exemplu de interpretare cantitativă în termenii geologiei structurale a datelor seismice obținute prin metoda refracției este prezentat în fig. 7.8.

Seismica undelor directe sau metoda vitezelor medii include totalitatea procedeelor care au la bază studiul undelor care se propagă pe parcursuri directe între punctul de generare și cel de recepție. Punctele de generare și cele de recepție sînt situate fie ambele în subteran (în găuri de sondă, galerii), fie unul în subteran iar celălalt la suprafață. Aplicarea acestei metodici, cunoscută și sub numele de „seismografiere", permite determinarea unor neomogenități din subsol (goluri, zone de alterare-fisurare, falii etc.) și cea a morfologiei eventualelor limite de discontinuitate traversate de unde. Această metodă are o largă aplicare în studiul amplasamentelor construcțiilor industriale importante (baraje, centrale nucleare etc).

În toate variantele de aplicare a metodei seismice, determinarea vitezelor de propagare a undelor prezintă o importanță deosebită, de cunoașterea lor depinzînd atît corecta determinare a adîncimii limitelor reflectatoare

și refractatoare, cît și justețea aprecierilor caracteristicilor fizico mecanice a rocilor (E_d, G_d, μ_d).

Măsurătorile „in situ" oferă rezultatele cele mai exacte, ele efectuîndu-se în găuri de sondă (carotaj sonic), între găurile de sondă sau pe profile scurte amplasate pe aflorimente etc.

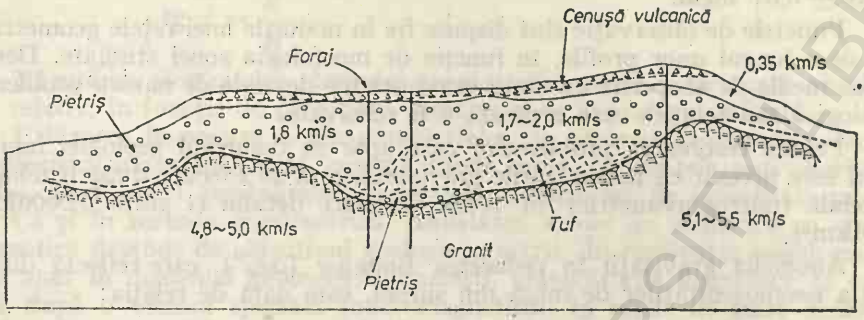


Fig. 7.8. Exemplu de interpretare a unui profil de refracție.
Cu linie continuă — limita de viteze;
Cu linie întreruptă — limita sol/rocă.

O determinare mai puțin exactă a vitezelor se poate realiza pe baza hodografelor undelor reflectate sau refractate, precum și prin măsurători pe probe în laborator.

Existența unei dependențe între particularitățile seismice ale mediilor geologice (vitezele de propagare V_P și V_S și coeficienții de absorbție α_P și α_S) și elementele care țin de natura și starea fizico-mecanică a acestora (litologia, textura, porozitatea, fisurația, gradul de consolidare, de omogenitate și de saturație în lichide etc.) oferă o largă aplicabilitate metodei seismice în domeniul geologiei inginerești și hidrogeologiei. În prezent se poate vorbi chiar de o nouă ramură a metodei seismice, seismometria inginerească, care are ca principal obiectiv studiul caracteristicilor dinamice ale terenului, necesare proiectării antiseismice a construcțiilor.

7.1.3. Prospecțiunea gravimetrică, magnetică și radiometrică

Aceste metode geofizice își găsesc aplicabilitatea într-o măsură mai redusă în rezolvarea problemelor care apar în domeniul geologiei inginerești. De aceea aceste metode vor fi prezentate doar pe scurt în cele ce urmează:

Prospecțiunea gravimetrică reprezintă ansamblul procedeelor de investigare a distribuției maselor în subsol și se bazează pe studiul anomaliilor cîmpului gravității. Variațiile cîmpului gravității pe suprafața Pămîntului sînt determinate în principal de atracția ansamblului maselor ce constituie globul terestru, precum și atracția Lunii și Soarelui. Pe lîngă efectul de atracție, care este dominant, apare și efectul forței centrifuge produse de rotația Pămîntului.

Cîmpul gravității g rezultă prin însumarea vectorială a cîmpului de atracție și a celui de rotație. În prospecțiunea gravimetrică prezintă interes

valorile relative ale cîmpului gravității, care se determină cu aparate de înaltă sensibilitate. Ele se bazează pe metoda determinărilor statice, care constă în menținerea în echilibru a unui sistem cunoscut, supus acțiunii cîmpului gravității, cu ajutorul unei alte forțe măsurabile. Gravimetrele moderne asigură efectuarea rapidă a măsurătorilor, cu o eroare ce nu depășește $\pm$ 0,01 mgal.

Punctele de observație sînt dispuse fie în nodurile unei rețele geometrice, fie de-a lungul unor profile, în funcție de morfologia zonei studiate. Densitatea medie de acoperire cu stații gravimetrice depinde de natura problemei geologice sau tehnice care urmează a fi rezolvată.

Pentru rezolvarea problemelor care apar în domeniul geologiei inginerești este necesar ca măsurătorile gravimetrice să se execute după o tehnică specială (microgravimetrie) în rețele de mare detaliu (1 stație/0,000025—0,01km^2).

Anomalia gravității în reducerea Bouguer ($\Delta g_0''$), care reflectă distribuția neomogenităților de masă din subsol, este dată de relația:

$$g_0'' = g + g_A + g_B + g_T - \gamma \qquad (7.5)$$

în care g_A este reducerea de aer liber, care urmărește eliminarea efectului introdus de diferența de elevație dintre poziția reală a punctului de observație și proiecția lui pe suprafața de referință, aproximată printr-un plan orizontal; g_B — reducerea de strat intermediar, care elimină efectul produs de pachetul de roci cuprins între suprafața topografică și planul de referință ales; g_T — reducerea de relief, care elimină efectele de atracție produse de excesele sau deficitele de masă, localizate între suprafața topografică și limita superioară a stratului intermediar; γ — reducerea de cîmp normal, care elimină efectul legat de forma Pămîntului.

Prospecțiunea gravimetrică se poate aplica în rezolvarea unor probleme care apar în domeniul geologiei inginerești cum ar fi: detectarea de goluri subterane, corpuri îngropate, fracturi etc.

Prospecțiunea magnetică are drept scop măsurarea variațiilor cîmpului geomagnetic la suprafața Pămîntului, în vederea localizării eterogenităților în distribuția proprietăților magnetice ale diverselor formațiuni geologice.

Mărimea și orientarea cîmpului geomagnetic T variază de la un punct la altul pe suprafața Pămîntului. Prin alegerea unui sistem de axe de coordonate se pot defini elementele cîmpului geomagnetic după cum urmează:

— declinația cîmpului geomagnetic (D), care reprezintă unghiul măsurat în plan orizontal dintre planurile meridianelor geografic și geomagnetic;

— înclinația cîmpului geomagnetic (I), care reprezintă unghiul măsurat în planul meridianului geomagnetic dintre direcția cîmpului și proiecția acestuia pe planul orizontal;

— componenta orizontală a cîmpului geomagnetic (H), care reprezintă proiecția, în planul meridianului geomagnetic, a cîmpului pe planul orizontal. Ea poate fi descompusă în două componente orizontale x și y, după direcțiile nord și est;

— componenta verticală a cîmpului geomagnetic (Z), care reprezintă proiecția în planul meridianului geomagnetic a cîmpului pe axa verticală.

Elementele cîmpului geomagnetic sînt în relații de interdependență care se exprimă prin formulele:

$$X = H \cos D;\ Y = H \sin D;\ Z = H \operatorname{tg} I$$
$$H = \sqrt{X^2 + Y^2};\ T = \sqrt{H^2 + Z^2} \qquad (7.6)$$
$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H}$$

Măsurarea elementelor cîmpului geomagnetic poate fi efectuată absolut sau relativ, în funcție de obiectivul urmărit și de aparatura utilizată.

Utilizarea în prezent a magnetometrelor cu precesie protonică, a făcut ca precizia măsurătorilor să crească foarte mult, în limitele unei erori de $\pm$ 1γ, dînd astfel posibilitatea detectării anomaliilor de intensitate mică.

Ca și în metoda gravimetrică, densitatea medie de acoperire cu stații magnetice depinde de obiectivul geologic urmărit. În rezolvarea problemelor care apar în domeniul geologiei inginerești, măsurătorile magnetice se execută după o tehnică specială (micromagnetism) în rețele de mare detaliu, de formă geometrică (panouri de formă pătrată sau dreptunghiulară), cu echidistanța stațiilor variind între 0,5 și 5 m.

Prospecțiunea magnetică poate rezolva cu bune rezultate unele probleme care apar în domeniul geologiei inginerești cum ar fi: detectarea de corpuri îngropate (de natură metalică sau ziduri vechi), caverne subterane, fracturi etc. Se aplică cu mult succes în arheologie.

Prospecțiunea radiometrică este utilizată în geofizica inginerească pentru obținerea unor informații referitoare la doi parametri importanți ce caracterizează formațiunile geologice, și anume densitatea și umiditatea.

De asemenea, izotopii radioactivi sînt folosiți, în calitate de trasori, pentru rezolvarea diferitelor probleme privind curgerea apelor subterane, infiltrațiilor, caracterizarea formațiunilor carbonatice carstificate etc.

Studiul formațiunilor geologice cu ajutorul metodelor radioactive se bazează pe fenomenele care au loc în urma interacțiunii radiațiilor cu atomii substanței străbătute.

Analiza gama-gama (γ—γ) se utilizează pentru determinarea densității rocilor și se bazează pe legătura directă între intensitatea radiației γ dispersate și densitatea formațiunilor geologice.

Determinarea densității se efectuează prin procedeul atenuării radiației γ sau prin procedeul bazat pe studiul împrăștierii acesteia.

Analiza neutron-neutron se utilizează pentru determinarea umidității rocilor și se bazează pe diferența netă care există între masa atomului de hidrogen și cea a celorlalte elemente, reflectată în gradul de încetinire a vitezei neutronilor, după o lege exponențială de forma:

$$I = I_0\, e^{-\sigma N} \qquad (7.7)$$

în care I_0 este intensitatea inițială a fasciculului, I — intensitatea fasciculului la distanța x de sursă, N — numărul de nuclee în unitatea de volum; σ—coeficientul ce caracterizează secțiunea eficace totală.

Măsurătorile radiometrice cu trasori utilizează izotopi radioactivi pentru marcarea apelor subterane în scopul stabilirii direcției și vitezei de curgere a apelor subterane, pentru evaluarea gradului de impermeabilizare a unor formațiuni naturale sau a unor ecrane create artificial etc.

7.1.4. Investigații geofizice în găuri de foraj (Carotajul geofizic)

Necesitatea determinării proprietăților fizico-mecanice ale rocilor „in situ" și modul cum variază cu adîncimea au determinat aplicarea metodelor geofizice pentru investigarea coloanei stratigrafice în găurile de foraj.

Metodele geofizice aplicate pentru investigarea găurilor de foraj (Carotajul geofizic), se bazează pe măsurarea de a lungul găurii de foraj a unor

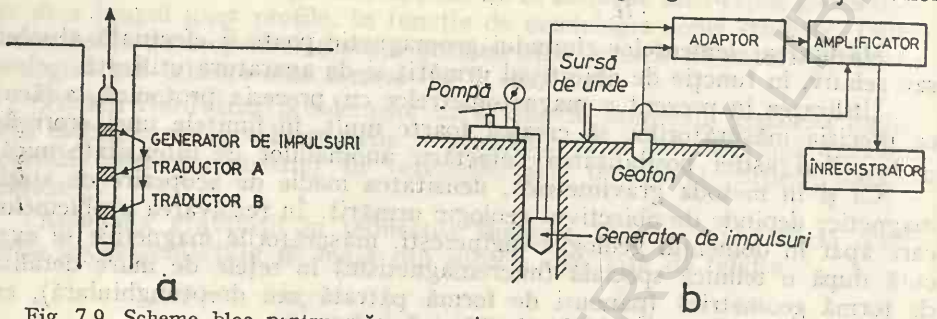


Fig. 7.9. Scheme bloc pentru măsurarea vitezelor de propagare a undelor elastice: *a* — pentru undele longitudinale *P*; *b* — pentru undele longitudinale (*P*) și transversale *S*

parametrii fizici ai rocilor: viteza de propagare a undelor elastice, rezistivitatea electrică, radioactivitatea, susceptibilitatea magnetică etc. Dintre metodele carotajului geofizic aplicate la studiile de geologie inginerească cel mai des folosite sînt carotajul sonic, electric și radioactiv.

Carotajul sonic este metoda de determinare a vitezelor de propagare a undelor elastice longitudinale (V_P) și transversale (V_S).

Pentru determinarea vitezelor de propagare a undelor *P* și *S* se utilizează diferite scheme de măsurare, ca cele din fig. 7.9 *a* și *b*.

Cu ajutorul valorilor V_P și V_S măsurate „in situ" se poate determina variația parametrilor elastici ai rocilor (E_d, G_d și μ_d) cu adîncimea. Astfel se pot aprecia cît mai exact proprietățile fizico-mecanice ale rocilor din amplasamentul unei construcții, atît în suprafață cît și în adîncime.

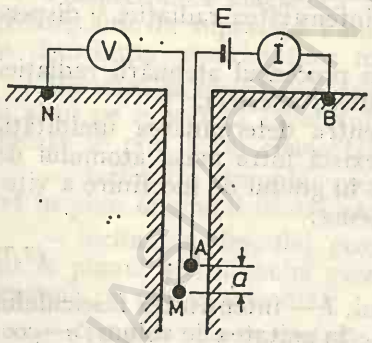


Fig. 7.10 Schema de măsurare a rezistivității cu ajutorul unui dispozitiv normal.

Carotajul electric include, în general, două metode: metoda potențialului natural sau spontan (*PS*) și metoda rezistivităților.

Metoda rezistivităților utilizează diferite dispozitive în care electrozii de curent și potențial sînt dispuși în anumite configurații. În fig. 7.10 se prezintă un dispozitiv de carotaj normal.

Pentru acest dispozitiv rezistivitatea aparentă se calculează cu formula:

$$\rho_a = 4\pi a \frac{\Delta V}{I} \tag{7.8}$$

Prin carotajul electric se estimează diferitele tipuri de roci, caracteristicile fizico-mecanice, prezența stratelor acvifere, direcțiile de curgere, conținutul în argilă.

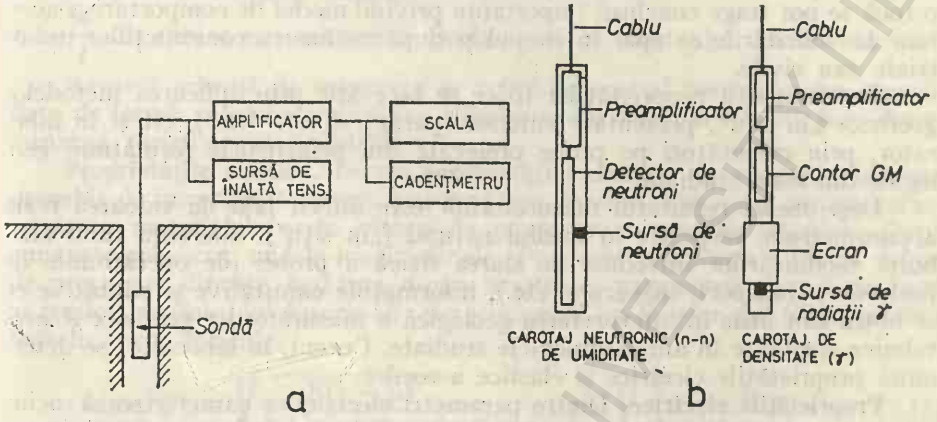


Fig. 7.11. Schema bloc de măsurare în carotajul radioactiv.
a — schema bloc; *b* — sonde de carotaj

Carotajul radioactiv este utilizat pentru determinarea variației densității și conținutului de apă, de argilă, viteze de curgere ect., de-a lungul coloanei stratigrafice în găurile de foraj. Carotajul radioactiv cuprinde în general patru variante: carotajul de radiație gama naturală, carotajul de radiație gama dispersată (de densitate), carotajul neutronic (de umiditate) și carotajul cu izotopi radioactivi.

În fig. 7.11 se prezintă schema bloc de măsurare pentru carotajul gama γ și carotajul neutronic.

7.1.5. Alte genuri de măsurători geofizice aplicate în geologie inginerească

Pentru determinarea caracteristicilor dinamice ale terenului (perioada predominată, amortizare etc.) și ale structurilor, necesare în proiectarea antiseismică, se recomandă efectuarea următoarelor studii:

— analiza microseismelor (vibrațiilor artificiale „noise" sau naturale — „microtremor");

— analiza vibrațiilor.

Schema bloc a unei astfel de analize este prezentată în fig. 7.12.

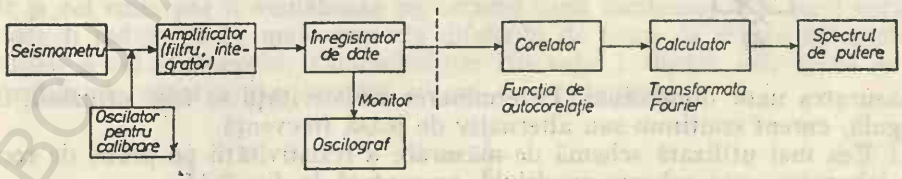


Fig. 7.12. Schema bloc pentru analiza microseismelor.

7.1.6. Metode de determinare a parametrilor fizici în laborator

Determinarea proprietăților fizice ale rocilor constituie unul din obiectivele principale ale cercetărilor ce se efectuează în etapa de studiere a amplasamentelor viitoarelor construcții, cît și în timpul executării acestora și în timpul exploatării. Din analiza principalilor parametri fizici ce caracterizează o rocă se pot trage concluzii importante privind modul de comportare a acesteia la solicitările ce apar în timpul și după realizarea construcțiilor industriale sau civile.

Determinarea proprietăților fizice se face atît prin aplicarea metodelor geofizice „in situ", prezentate anterior (paragr. 7.1.1—7.1.5), cît și în laborator, prin măsurători pe probe prelevate din principalele formațiuni geologice din zona studiată.

Deși uneori rezultatul măsurătorilor este diferit față de valoarea reală a parametrului respectiv în mediul natural („in situ"), diferența fiind atribuită modificărilor introduse de starea fizică a probei (de operațiunile de prelevare, transport, măsurare, etc.), informațiile cantitative și calitative ce se obțin sînt utile în interpretarea geologică a măsurătorilor geofizice și geotehnice efectuate în amplasamentele studiate. Curent, în laborator, se determină proprietățile electrice și elastice a rocilor.

Proprietățile electrice. Dintre parametri electrici ce caracterizează rocile, cel mai important pentru metodele geofizicii inginerești este rezistivitatea electrică. Definită ca rezistența electrică a unității de volum a rocii, rezistivitatea unei probe poate fi determinată, în principiu, cu relația

$$\rho = R\frac{s}{l} \tag{7.9}$$

în care R este rezistența electrică a probei considerată a avea o formă prismatică alungită; s — secțiunea probei; l — lungimea probei.

Astfel, evaluarea rezistivității unui eșantion va consta, în principiu, dintr-o măsurare electrică — rezistența electrică a eșantionului — și din

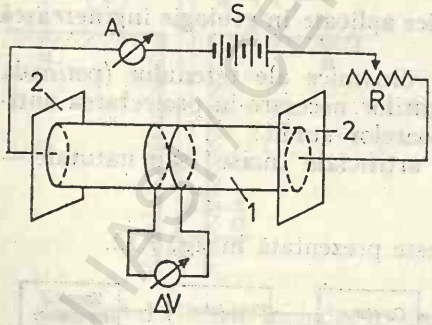


Fig. 7.13. Schema cuadripol utilizată pentru determinarea rezistivității electrice a probelor de rocă:
1 — probă; 2 — plăci metalice; R — reostat; S — sursă de curent continuu.

măsurarea unor dimensiuni. Determinarea rezistivității se face utilizînd, de regulă, curent continuu sau alternativ de joasă frecvență.

Cea mai utilizată schemă de măsurare a rezistivității pe probe de rocă în laborator este schema cuadripol, prezentată în fig. 7.13.

Rezistivitatea se determină cu ajutorul relației:

$$\rho = K\frac{\Delta V}{I} \tag{7.10}$$

în care K este un coeficient ce depinde de forma și dimensiunile probei precum și de distanța dintre electrozi. În ipoteza unui cîmp uniform, K poate fi evaluat teoretic prin relația:

$K = \frac{s}{l}$, în care s este secțiunea probei, iar l — distanța dintre electrozi.

Această schemă de măsurare se aplică în special pentru probe consolidate de formă paralelipipedică sau cilindrică, dar poate fi folosită și la determinarea rezistivității lichidelor.

Proprietățile elastice. Dintre proprietățile elastice ale rocilor, o mărime deosebit de importantă pentru interpretarea datelor seismice și pentru caracterizarea materialului este viteza de propagare a undelor elastice. După cum este cunoscut, undele longitudinale (P) și cele transversale (S) au viteze de propagare diferite, legătura dintre acestea și parametrii elastici de bază ai rocilor, modulul lui Young (E) și coeficientul lui Poisson (μ) fiind stabilite teoretic prin relațiile:

$$V_P = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\delta(1+\mu)(1-2\mu}}, \qquad V_S = \sqrt{\frac{E}{\delta}\cdot\frac{1}{2(1+\mu)}} \tag{7.11}$$

în care δ este densitatea rocii, iar V_P și V_S sînt vitezele de propagare a undelor longitudinale (P) și transversale (S).

Din raportul celor două viteze, rezultă relația:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}} \tag{7.12}$$

Pentru o valoare medie de 0,25, a coeficientului lui Poisson pentru roci, raportul între cele două viteze are valoarea $V_P/V_S = 1{,}73$. Determinarea acestui raport este un foarte bun indicator al gradului de fisurare-alterare al materialelor.

Procedeul cel mai uzual de determinare a vitezelor de propagare a undelor longitudinale și transversale este procedeul cu ultrasunete. Aparatele utilizate pentru aceste măsurători (seismoscop, betonoscop etc.) sînt constituite dintr-un emițător și un receptor de ultrasunete ce se dispun pe două fețe opuse, plan paralele, ale eșantionului. Emițătorul și receptorul sînt reversibile, fiind realizate pe baza efectului piezoelectric al unor cristale. Semnalul ultrasonor, cu o frecvență cuprinsă între 20—500 kHz, este emis sub forma unor impulsuri cu o frecvență de repartiție de 160 impulsuri/secundă.

Semnalul recepționat, evident cu întîrzierea Δt necesară propagării, cît și cel emis pot fi vizualizate pe ecranul unui osciloscop. Pe acest ecran poate fi măsurată cu mare precizie diferența de timp Δt dintre momentul emisiei și cel al recepției. Cunoscîndu-se distanța l dintre cele două fețe paralele ale eșantionului, rezultă viteza de propagare:

$$V = \frac{l}{\Delta t} \tag{7.13}$$

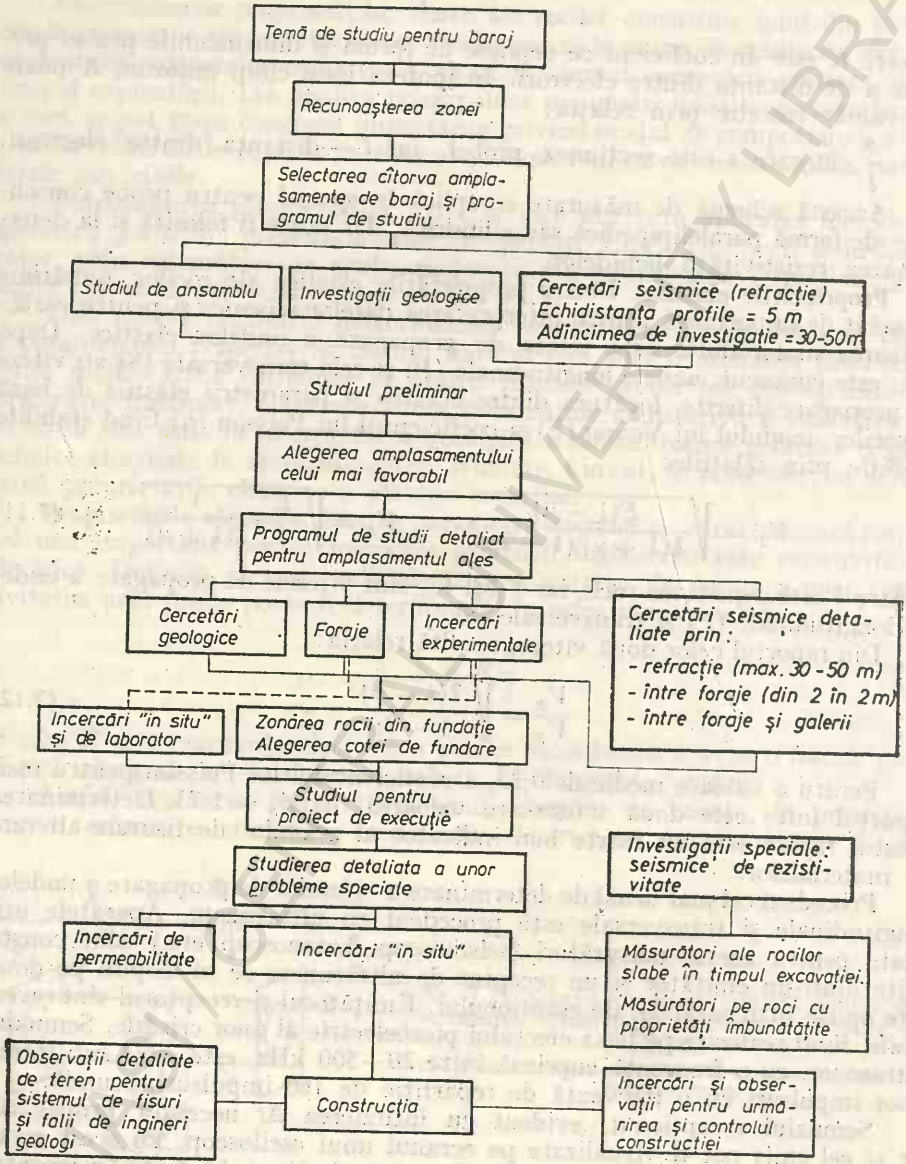


Fig. 7.14. Programul de studii inginero-geologice pentru construcția unui baraj (după Satoru Ohya et al, 1978).

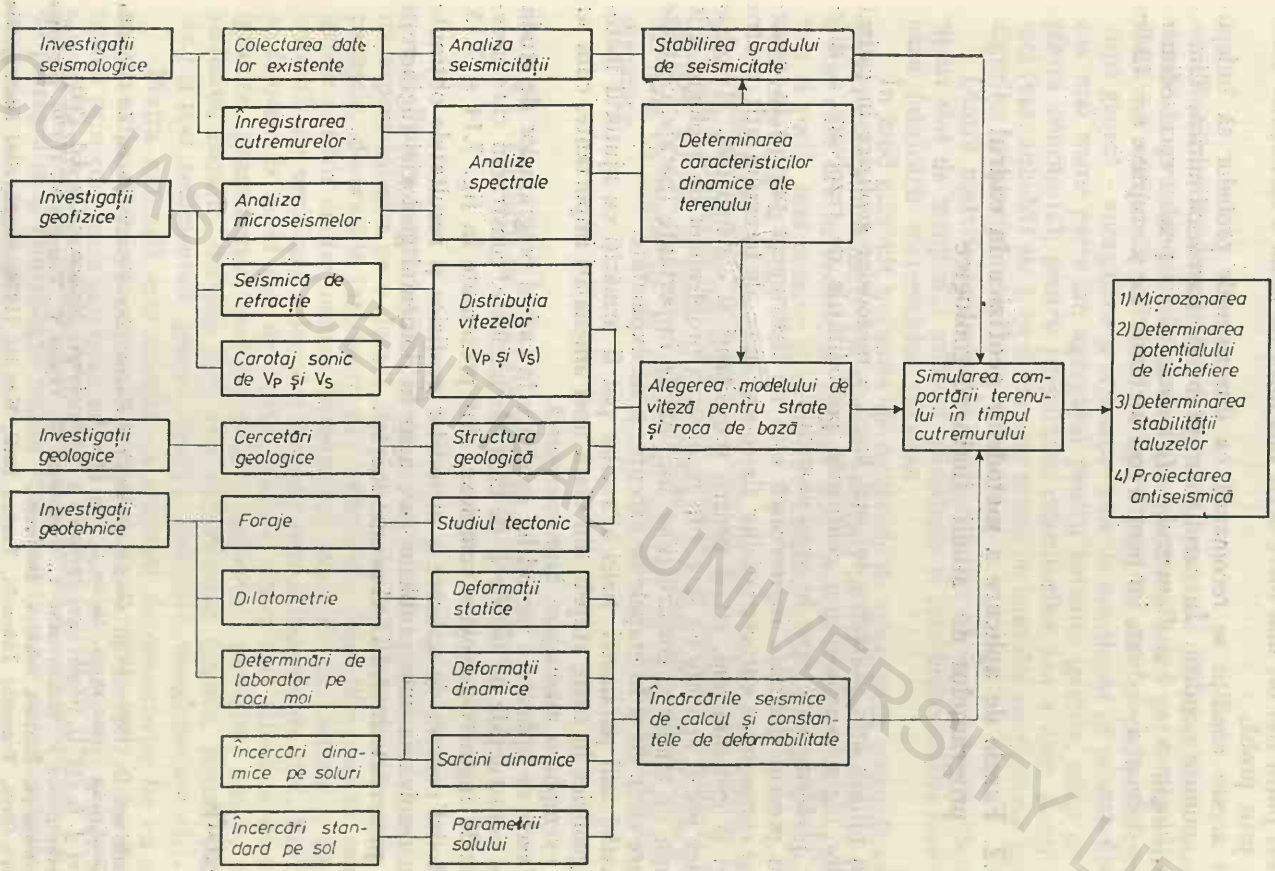


Fig. 7.15. Programul de studii inginero geologice pentru construcția unei centrale nucleare (după Satoru Ohya et al. 1978).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru ca viteza de propagare determinată să fie cît mai reală, trebuie ca dimensiunile eșantionului de rocă pe care se efectuează măsurătoarea să fie de cel puțin trei ori mai mare decît lungimea de undă a oscilațiilor ultrasonice prin probă.

În aceste condiții se recomandă ca dimensiunile probelor să îndeplinească anumite condiții. În cazul unor probe de formă cilindrică, dimensiunile (lungimea — l și diametrul — d) trebuie să fie pentru roci sedimentare $l = 5$ cm și $d = 5$ cm, iar pentru roci metamorfice și eruptive $l = 10$ cm și $d = 5$ cm.

7.2. Fazele de aplicare a metodelor geofizice în cadrul programelor de studii inginero-geologice

În ultimii ani, utilizarea tot mai largă a metodelor geofizice în cadrul studiilor inginero-geologice a confirmat posibilitățile de rezolvare a diferitelor probleme care apar în acest domeniu.

În prezent geofizica inginerească este un instrument prețios în cercetarea și cunoașterea caracteristicilor fizico-mecanice ale terenului atît pentru geologi și geotehnicieni, cît și pentru proiectanți și constructori. Metodele geofizice pot fi aplicate cu succes în rezolvarea problemelor de geologie, atît în etapa de studiu a construcțiilor industriale importante (baraje, centrale nucleare etc.), cît și în etapele de execuție și de exploatare.

Astfel unii parametri fizici ai rocilor pot fi urmăriți cu ajutorul metodelor geofizice în toate etapele din viața unei amenajări importante, cum ar fi de exemplu o amenajare hidroenergetică.

Fazele de aplicare a metodelor geofizice în cadrul programelor de studii pentru construcțiile de baraje și de centrale nucleare, construcții care necesită studii inginero-geologice complexe, sînt prezentate în fig. 7.14 și 7.15.

Modul concret de aplicare a metodelor geofizice și rezultatele obținute pentru rezolvarea unor probleme care apar în domeniul geologiei inginerești vor fi prezentate în vol II al acestei lucrări.

Bibliografie

1. Arandelović D. (1969—1970): *Geophysics in Civil Engineering.* Vesnik Zavoda Za Geoloska I Geofizicka Istrazivanja, Series G, No. 10—11.
2. Astier J. L. (1971). *Géophysique appliquée a l'hydrogéologie.* Masson et Cie, Ed. Paris.
3. Constantinescu P., Moldoveanu T., Ștefănescu D., Vijdea V., Visarion M. (1979). *Geofizica inginerească.* Editura tehnică, București.
4. Satoru Ohya, Tsuneaki Takeuchi, Tsuneo Imai, Ken Ito (1978). *Geophysical Investigation for Civil Engineering Purposes in Japan.* Oyo Technical Note, Tokyo, Japan.
5. Tsuneo Imai (1975): *An Introduction to the Geophysical Prospectings for Civil Engineering Purposes.* Oyo Technical Note, Tokyo, Japan.

8. Materiale de construcție naturale

Ala Munteanu

Rocile în stare naturală, utilizate fie ca atare, fie ca materii prime, constituie în prezent materialul de bază pentru o mare parte din construcții. Dacă ne referim la cele două categorii mari în care se pot subdiviza rocile după geneză – anorganice și organice – este de menționat că primele alcătuiesc cea mai mare parte din agregatul pentru betoane (pietriș, nisip de rîu sau piatră concasată), pentru prepararea cimenturilor sau a altor lianți neorganici (var, anhidrit etc.), ca și materia primă de bază din umpluturile barajelor, digurilor și platformelor.

Dintre materialele naturale organice utilizate în construcții de diferite tipuri sînt de menționat asfaltul, parafinele și alte hidrocarburi care stau la baza fabricării materialelor plastice.

În mod obișnuit noțiunea de materiale de construcție naturale se referă la roci care sînt folosite așa cum se prezintă în natură. O clasificare practică a lor, care are în vedere, în primul rînd, nevoile industriei cuprinde: rocile tari și rocile moi coezive și necoezive (denumite de constructori pămînturi) vezi capitolele 2 și 3.

Necesitatea executării unor construcții mari (în special pentru retenția apei) cît și gradul de perfecționare a utilajelor de excavare, transport și compactare, au dus la lărgirea considerabilă a domeniului de utilizare a rocilor naturale ca materiale de construcții potrivit cu caracteristicile lor fizico-mecanice.

8.1. Condiții de calitate și criterii de alegere

1. Pentru construcțiile intens solicitate sau care trebuie să conserve un aspect integru pe o durată mai lungă, cum ar fi drumurile, căile ferate, pavajele, decorațiile interioare sau exterioare, fundațiile masive sau agregatele pentru confecționarea betoanelor, condițiile de calitate a rocilor și criteriile de verificare a lor sînt impuse prin standarde de stat. Rocile care se folosesc la acest gen de lucrări sînt de obicei roci stîncoase magmatice (granite, granodiorite, diorite, sienite, gabrouri, porfirite, dacite, tradite, andezite, bazalte, diabaze etc), roci metamorfice (gnaise, șisturi cristaline etc.) și roci sedimentare (gresii, calcare, dolomite, conglomerate etc).

Piatra naturală este folosită ca material de construcție fie ca agregat rezultat din sfărîmarea naturală a rocilor, fie ca agregat, rezultat din sfărîmarea prin concasare sau măcinare cu mijloace mecanice, fie ca piatră brută sau prelucrată prin fasonare. Criteriile de alegere a acestor materiale țin seama de petrografia și mineralogia rocilor constituente și de caracteristicile fizico-mecanice ale acestora.

2. În cazul construcțiilor care necesită volume foarte mari de materiale și care admit unele deformații, cum sînt umpluturile din baraje, din diguri

sau din platforme, folosirea rocilor naturale nu este limitată calitativ, condițiile tehnice de utilizare fiind prevăzute prin caiete de sarcini special elaborate de proiectant pentru fiecare lucrare în parte. Elaborarea acestor caiete presupune cunoașterea prealabilă a proprietăților fizico-mecanice și tehnologice ale materialelor luate în considerație, ca urmare a unor determinări executate conform metodologiilor standardizate, în laboratoare de specialitate. Materialele folosite la astfel de lucrări obișnuit se clasifică în: a) materiale (roci) disperse moi, care pot fi coezive și necoezive; *b*) roci stîncoase și semistîncoase (eruptive, sedimentare, metamorfice).

La stabilirea posibilităților de folosire a rocilor ca materiale de construcție în umpluturi, se ține în primul rînd seama de condițiile de amplasare și exploatare a zăcămîntului considerat și în al doilea rînd de proprietățile ficico-mecanice ale rocilor ca îl alcătuiesc. În prezent se consideră utilizabile, fără limitări calitative, orice fel de materiale naturale care provin din excavații. Condițiile de calitate trec în acest caz asupra construcției propriu-zise. De exemplu, la execuția unui baraj din materiale locale, distribuirea materialelor de construcție în profilul umpluturii se face în funcție de calitatea acestora. Parametrii calitativi sînt impuși în acest caz umpluturii barajului și depind numai de tehnologia de punere în operă a materialelor și de folosirea utilajelor adecvate. Se caută alt material de construcție numai cînd acesta nu corespunde soluției constructive (impusă la rîndul său de schema de amenajare) sau cerințelor de rezistență la îngheț-dezgheț.

8.2. Studii de teren și laborator

Volumul și tipul studiilor pentru diferite faze de proiectare. Volumul și tipul studiilor necesare pentru caracterizarea calitativă și cantitativă a materialelor de construcție depind de importanța și tipul lucrării pentru care sînt destinate, de faza de proiectare a acesteia, de categoria de rezerve cerută, de complexitatea condițiilor geologice a zăcămîntului.

În funcție de tipul lucrării, materialele de construcție naturale pot fi utilizate în:

1) lucrări de construcții de suprafață (civile, industriale, hidrotehnice, cai ferate, drumuri, piatră de ornament ș.a.);

2) lucrări de construcții subterane (hidrotehnice, miniere);

3) lucrări de construcție sub apă (docuri, cheiuri).

În aceste lucrări, materialele sînt folosite fie ca agregate pentru prepararea betoanelor, fie ca umpluturi în stare naturală.

În natură, rocile care pot fi folosite ca materiale de construcție sînt cantonate în general în următoarele forme de relief: platouri, terase, lunci, albii minore, conuri de dejecție, coline, dune, dealuri sau zone masive muntoase.

Lucrările geologice inginerești necesare pentru caracterizarea rocilor ca materiale de construcție cuprind în principal:

— cercetări geologice asupra condițiilor de zăcămînt;

— determinarea coeficienților numerici ai proprietăților fizico-mecanice și tehnologice ale materialului investigat.

Lucrările geologice, care se execută diferențiat, în funcție de etapa de investigare a surselor de materiale naturale de construcție, cuprind: cartarea geologică, măsurători geofizice, studii geochimice, studii prin foraje și lucrări miniere, prelevări de probe, determinări pe teren.

La încheierea fiecărei etape se întocmește un raport geologic în care se prezintă amănunțit rezultatele lucrărilor executate și concluziile ce decurg din acestea.

Prospecțiunea preliminară urmărește în linii mari delimitarea structurilor geologice ca surse probabile de materiale de construcție și o eventuală estimare cantitativă a acestora pe baza observațiilor vizuale. Ea se efectuează prin cartare geologică la scara 1:100 000 sau 1:50 000, constînd din înregistrarea tuturor datelor geologice ce se pot obține la suprafață din deschiderile naturale (aflorimente) sau artificiale existente (lucrări minere sau foraje). Alte indicații naturale (formele de relief, haldele, depozitele din rîuri), precum și informațiile obținute de la localnici, completează datele necesare etapei de prospecțiune preliminară.

Prospecțiunea de detaliu folosește pentru cartarea geologică hărți topografice scara 1:25 000—1:10 000. Se execută în zonele care se consideră că pot furniza cantitatea și calitatea de materiale necesare, ca urmare a informațiilor din etapa de prospecțiune preliminară. Delimitarea volumului de material precum și identificarea tipului petrografic-litologic al rocilor din zăcămînt se face cu ajutorul forajelor sau lucrărilor miniere, executate în număr redus, sau pe baza datelor furnizate de astfel de lucrări executate anterior în zonă sau zone învecinate. Determinările de laborator, executate pe probe reprezentative prelevate din aflorimente sau lucrări miniere, completează datele privind calitatea sursei. Lucrările trebuie să lămurească modul de săpare, forare, spargere, aglomerare sau rupere, avansare, consumul de exploziv. Tot în această etapă se execută, după caz, și prospecțiunea geofizică, care furnizează date asupra dimensiunii zăcămîntului și asupra unor proprietăți fizice. Studii geochimice se pot efectua atunci cînd în zona cercetată apar indicii asupra unor eventuale acumulări de substanțe care pot influența negativ calitatea.

Prospecțiunile preliminare și de detaliu, necesare pentru studiul de amplasament se încheie cu un raport care trebuie să cuprindă elementele necesare pentru a se decide dacă este cazul să se continue investigațiile sau trebuie să se treacă la investigarea unui alt perimetru. Etapele următoare de cercetare geologică (prospecțiune foarte detaliată și explorarea de detaliu) se execută de obicei pe baza unor teme-program întocmite de proiectantul sau beneficiarul lucrării ținînd seama de întregul volum de date obținute în cercetările anterioare.

Prospecțiunea foarte detaliată sau *explorarea preliminară* se bazează în principal pe datele obținute din forajele sau lucrările miniere amplasate la distanțe mai mari într-o rețea sau cu o desime funcție de structura zăcămîntului (complicată sau foarte complicată). Scopul acestei etape este de a determina volumul de material, forma de zăcămînt, condițiile hidrogeologice și tectonice ale acestuia precum și caracteristicile calitative ale materialelor investigate. Cartarea geologică pentru această fază se face la scara 1:50 000—1:2 000.

Explorarea de detaliu se efectuează cu ajutorul lucrărilor miniere și a forajelor amplasate la distanțe mici, astfel încît să poată fi precizate în detaliu

volumul, calitatea și repartizarea diferitelor sorturi sau subvarietăți petrografice-litologice, condițiile geologice, hidrogeologice și tehnice de exploatare. Cartarea și amplasarea lucrărilor se face pe hărți la scara 1: 1 000—1: 500. La terminarea lucrărilor de explorare de detaliu se întocmește un alt raport geologic, de sinteză, cu date privind condițiile de amplasare și exploatare: drumuri de acces, vegetație, grosime steril și util, uniformitate pe verticală și orizontală, poziția apelor subterane, evaluarea rezervelor necesare, calitatea materialelor, caracteristici tehnologice, condiții de utilizare.

Respectarea succesiunii firești a fazelor de cercetare geologică este în măsură să preîntîmpine deciziile cu implicații economice negative, ca de exemplu: recomandarea unei surse de material necorespunzător din punct de vedere calitativ sau cantitativ; executarea inutilă a unei lucrări de detaliu în zone în care sursa sau zăcămîntul nu prezintă interes; investiții nejustificate.

Factorii care determină în principal alegerea etapelor de investigare a unei surse de materiale de construcție, cu volumul și tipul lucrărilor de teren, pot fi morfologici, geologici (felul rocii, structură), tehnici (grosime util-steril, adîncime etc) sau economici (căi de comunicație, teren agricol, surse de energie, apă etc.).

Lucrări miniere și de foraj necesare studiilor de teren. Identificărea tipurilor petrografice-litologice de roci din zăcămînt și extragerea de probe pentru analize și încercări de laborator, se realizează prin foraje și lucrări miniere.

Categoria și volumul acestor lucrări sînt determinate de natura materialului, morfologia zăcămîntului, poziția acestuia față de nivelul apelor subterane și importanța construcțiilor la care se utilizează. Ele se dispun izolat, pe aliniamente sau rețele, cu densitatea cerută de faza de cercetare și studii. Lucrările se pot orienta vertical, orizontal sau înclinat.

Adîncimea lucrărilor de studii se fixează în funcție de obiectivul investigațiilor, tipul materialului și forma zăcămîntului. În tabelul 8.1. sînt pre-

Tabelul 8.1.

Adîncimea medie de investigare

Domeniul de utilizare	Etapa de cercetare	Tipul de lucrare	Adîncimea medie de investigare [în metri]
Material de construcție pentru baraje din materiale locale.	Prospecțiune detaliată	Foraje	Pînă la baza stratului util, dar nu mai mult de 10—12 m sub nivelul apei subterane. În cariere de piatră 30—100 m.
		Lucrări miniere	Pînă la adîncimea propusă pentru exploatare
	Prospecțiune foarte detaliată	Foraje	Pînă la baza stratului util, sau max. 10—12 m sub nivelul apei subterane. Pentru cariere de piatră pe toată grosimea care se exploatează
		Lucrări miniere	Pe toată grosimea exploatabilă

Notă. Pentru grosimi de strat util mai mici de 15 m se recomandă adîncirea lucrărilor cu 0,5—1 m în roca din baza stratului util.

zentate, conform normativului PE 726—75 elaborat de MEE, adîncimile prevăzute pentru foraje și lucrări miniere în diferite etape de cercetare, pentru materiale de umplutură în corpul barajelor din pămînt, iar în tabelul 8.2 conform aceluiași normativ, sînt indicate distanțele dintre foraje dispuse în rețele sau aliniamente.

Pentru piatra de carieră distanțele dintre foraje sau lucrări miniere se stabilesc în funcție de grupa în care se încadrează cariera (forma și caracteristicile zăcămîntului), precum și de faza de proiectare (sau categoria de zăcămînt cerută).

Tabelul 8.2.

Distanța medie dintre foraje

Lucrări de studii	Tipul materialului	Prospecțiune foarte detaliată	Explorare de detaliu	Observații
		Distanța medie, în m		
Foraje	Materiale necoezive	400—600 250—400	200—400 100—250	Depozite uniforme Depozite neuniforme
	Materiale coezive	150—300 100—200 50—150	50—200 50—150 —	Straturi groase Straturi subțiri Straturi și lentile mici

În tabelul 8.3 sînt prezentate pentru carierele de piatră, distanțele optime dintre punctele de investigare și volumul de lucrări cu adîncime mare.

Prelevarea probelor. Prelevarea probelor de materiale din zăcămintele investigate ca surse de materiale de construcție naturale se efectuează pe

Tabelul 8.3.

Distanțe între punctele de investigare

Etapa de cercetare (categoria de rezerve) *	Distanța între punctele de investigare sau între aliniamente (în m)				Număr lucrări cu adîncime mare (buc.)			
Grupa de zăcămînt**	I	II	III	IV	I	II	III	IV
Prospecțiune detaliată (C_1)	2—3	2—3	2—3	2—3	0	0	0	2—3
Prospecțiune foarte detaliată (B)	300—500	200—300	200—400	100—200	0	min. 3—5	0	100%
Explorare detaliată (A)	200—300	100—200	100—200	50—100	min. 3	min. 5—8	3—4	100%

* Vezi. ctegoriile de rezerve (pag. 555).

** *I* — omogen; *II* — cvasiomogen; *III* — neomogen; *IV* — f. neomogen, cu înclinare > 20—30°

BUCHAREST POLYTECHNIC UNIVERSITY LIBRARY

măsura executării lucrărilor de teren în diferitele faze de cercetare. Scopul prelevării probelor este acela de a urmări spațial variațiile petrografo-litologice și implicit a proprietăților fizico-mecanice ale materialelor din zăcămînt. Datele obținute se folosesc și pentru orientarea lucrărilor de investigare, conturarea diferitelor tipuri de roci, calculul rezervelor și dirijarea exploatării. După scopul urmărit, probele servesc pentru determinări mineralogice, chimice și fizico-mecanice.

Probele se pot preleva din aflorimente, lucrări miniere, foraje și halde, ele putînd fi: *probe informative*, cu volum redus, prelevate din aflorimente, halde, depozite de rîu sau lucrări miniere existente în perimetrul cercetat sau învecinat; *probe medii* sau *globale*, prelevate, în volumul impus de încercările calitative, din foraje sau lucrări miniere, pe măsura înaintării acestora.

Distanța dintre punctele de prelevare, pentru obținerea unor probe reprezentative, se fixează ținînd seama de caracteristica litologo-petrografică a zăcămîntului, nivelul apelor subterane, tipul de zăcămînt și faza de proiectare sau categoria de zăcămînt. În tabelul 8.4 sînt date frecvența de prele-

Tabelul 8.4.

Frecvența de prelevare a probelor

Material	Faza		
	Studii de amplasament	Deschidere investiție	Proiect de execuție
Necoeziv	Din aflorimente, halde, depozite de rîu, sau sondaje; probe informative de max. 1 kg, din puncte și zone cu materiale diferite macroscopic.	Pentru fiecare sondaj și strat caracteristic. separat deasupra și sub nivelul apei subterane și pentru grosimi de max. 5 m; cîte o probă medie tulburată de 50—60 kg.	Probe medii de 300—500 kg la terminarea fazei de prospecțiune foarte detaliată, pentru fiecare carieră sau sursă delimitată corespunzător fazei.
Coeziv	Din aflorimente, sondaje, halde; probe informative de max. 0,5 kg din puncte și zone idem ca mai sus.	Pentru fiecare sondaj și strat caracteristic și pentru grosimi de max. 5 m cîte o probă medie tulburată de 40—60 kg ; cîte o probă neturburată (ștuț sau monolit) pentru fiecare strat caracteristic de min. 2 m și max. 5 m grosime.	Probe medii de 100—300 kg la terminarea fazei de prospecțiune foarte detaliată, pentru carierele definitive.
Piatră	Din aflorimente sau lucrări minere existente. halde etc: probe monolt din zone diferite petrografic (rezerve C_1; C_2)	Din lucrări miniere; blocuri de $40\times40\times20$ cm la distanțe de 1—15 m pînă la obținerea a cca. 5 probe reprezentative* — — Din foraje carote cu Ø min. 50 mm și $H = 2$ Ø, cîte 50 buc, pe foraj și tip caracteristic. (rezerve B; A)	Probe de piatră spartă de 5—25 tone pentru încercări la scară mare, Se pot preleva din explozii experimentale sau halde. (rezerve A).

* În cazul zăcămintelor uniforme petrografic, se poate efectua omogenizarea și unificarea probelor.

vare și numărul minimal al probelor ce se prelevează în mod curent în practică.

Înainte de a fi trimise la laborator, probele prelevate se supun unor operații de prelucrare, care sînt specifice fiecărui tip de material (vezi subcapitolul 3.9).

1. Probele de materiale necoezive se cern prin ciururi și site, în scopul omogenizării și separării pe sorturi de mărime, se amestecă prin diferite procedee pentru omogenizare și se reduc prin metoda sfertuirii la cantitatea necesară încercărilor de laborator.

2. Probele de materiale coezive turburate se reduc la cantitatea necesară după o omogenizare prealabilă a materialului extras din foraje. În cazul puțurilor, probele medii pentru un strat uniform de max. 3 m grosime se pot obține corespunzător prin răzuirea materialului dintr-un șliț vertical de 10—15 cm lățime și circa 10 cm adîncime, trasat pe toată înălțimea lucrării și colectat la talpa puțului direct într-o ladă, pe o podină de lemn sau foaie de carton.

Probele de materiale coezive neturburate se parafinează conform instrucțiunilor din normative, pentru păstrarea caracteristicilor de umiditate și densitate naturale;

3. Probele de piatră se prelevează fie sub formă de blocuri, fie sub formă de piatră spartă. În primul caz se va evita prelevarea cu ajutorul explozivilor aceștia ducînd, de regulă, la degradarea structurii rocii; piatra spartă se prelevează din haldă sau din zona exploziilor experimentale.

Transportul probelor se face în ambalaje speciale (lăzi, saci de iută, de plastic, bidoane etc.), avîndu-se grijă ca în timpul transportului la laboratorul de încercări acestea să nu se amestece. Notarea probelor se face prin etichete care nu se deteriorează (hîrtie protejată cu folie plastică sau pergament) prinse pe ambalaj. Notația trebuie să cuprindă: locul de prelevare (șantierul, cariera sau localitatea), numărul forajului sau a punctului de cartare, adîncimea de prelevare și data prelevării.

Fiecare lot de probe este însoțit de un borderou în două exemplare, în care se trec, în ordine, datele care se înscriu pe probe. Unul din exemplare se predă laboratorului care execută încercările calitative, iar celălalt este păstrat de organizația sau persoana care execută prelevarea. Pentru piatră se folosește notarea prin simboluri (cifre, semne, litere), celelalte date fiind trecute în borderoul însoțitor, în care se face și explicarea notațiilor.

Greutatea probelor în ambalaje nu trebuie să depășească 40—50 kg, astfel încît manipularea lor să poată fi făcută fără dificultăți.

Caracterizarea calitativă a materialelor. Caracterizarea calitativă a materialelor de construcție naturale presupune obținerea unor date numerice în urma efectuării unui lot de determinări pe probe recoltate.

Pentru o bună caracterizare este însă necesar ca înafară de indicațiile asupra materialului în sine să se facă observații asupra comportării lui în timp în construcțiile în care a fost pus deja în operă și în care a fost supus solicitărilor de lungă durată, eventual în condiții variate de climă și exploatare. În prezent, se acordă o atenție din ce în ce mai mare aspectului de durată al caracterizării calitative, prin organizarea de colective specializate, dotate cu aparatură de supraveghere și control. Datele obținute pe perioade mai lungi se prelucrează prin metode matematice, ținîndu-se seama de comportarea materialelor sub acțiunea agenților agresivi fizici și chimici.

Cercetarea unui material sub aspect calitativ poate fi făcută din punct de vedere al compoziției sau a proprietăților sale în ansamblu. În acest din urmă caz materialul este considerat un tot unitar, fără a se ține seama de compoziția sa.

Determinarea compoziției sau a proprietăților de ansamblu se efectuează prin analize sau încercări în laboratoare de către personal de specialitate. *Analiza* se referă la cercetarea părților componente ale unui material și poate fi făcută din punct de vedere fizic sau chimic. Pentru un studiu complet se folosesc ambele grupe de analize.

La încercări, grupele importante de determinări se fac obișnuit pentru caracterizarea unui material în ansamblul său și cuprind:

— determinarea densității, compactității, porozității;
— determinarea rezistențelor mecanice la solicitări statice sau dinamice;
— determinarea relațiilor de efort-deformație;
— determinarea comportării la acțiunea agenților agresivi chimici și fizici.

Analizele și încercările se execută pe probe reprezentative sau probe medii. Funcție de categoria de materiale (roci necoezive, coezive, sau piatră brută sau spartă), metodele generale de încercare sînt diferite. În tabelul 8.5 sînt date principalele analize și încercări care permit aprecierea calității diferitelor categorii de materiale naturale. Se menționează în mod special că executare determinărilor trebuie să respecte ordinea din tabel, unele din ele fiind eliminatorii.

Tabelul 8.5.

Analize și încercări pentru caracterizarea calitativă a materialelor naturale de construcții

Materialul	Caracteristici pentru aprecierea calității
Materiale necoezive: pietriș, piatră spartă	Aspect exterior, impurități (corpuri străine, roci potențial reactive, ș.a.), forma granulelor, granulozitatea, densitatea specifică, densitatea aparentă, porozitate. volum de goluri, absorbție de apă, petrografie, rezistențe mecanice (forfecare, sfărîmare, șoc, uzură) compresibilitate, comportare la îngheț-dezgheț și uscare-umezire.
Materiale necoezive: nisip	Aspect exterior, prezența impurităților (humus, sulfați, cărbune, mică, levigabil), granulozitate, umiditate, densitate specifică, densitate aparentă, volum de goluri, înfoierea sub acțiunea umidității, rezistențe mecanice, gradient critic.
Materiale coezive argiloase	Granulozitate, densitate, plasticitate, compoziție chimică, umflare liberă, contracție volumetrică, caracteristici de compactare, rezistențe mecanice, compresibilitatea, pemreabilitatea, gradient critic.
Piatra de carieră	Aspect exterior (culoarea, spărtura, textura, structura ș.a.) compoziția mineralogică, densitate, porozitate, compactitate, absorbție de apă, rezistențe mecanice, (compresiune, forfecare, uzură, șoc), moduli de elasticitate statici și dinamici, comportare la îngheț-dezgheț și uscare-umezire.

Estimarea rezervelor. În funcție de condițiile de valorificare, de faza de proiectarea a lucrărilor, de condițiile de zăcămînt (grupa de zăcămînt), de condițiile tehnice de exploatare și de gradul de cunoaștere, rezervele de materiale de construcție se clasifică pe categorii astfel:

Categoria A cuprinde rezerve explorate și studiate în detaliu, cunoscîndu-se conturul rezervelor, condițiile de zăcămînt, forma, parametrii geometrici (suprafață, grosime), compoziția mineralogică-petrografică (litologică) și variația acesteia în spațiu, grosimea de material util și steril, condițiile hidrogeologice și de exploatare.

Categoria B cuprinde rezerve conturate prin foraje și explorate aproape integral. În cadrul acestei categorii sînt suficient lămurite următoarele aspecte: condițiile de zăcămînt, calitatea, zonele de util și steril, condițiile hidrogeologice și tectonice.

Categoria C_1 cuprinde rezerve studiate parțial. Condițiile de zăcămînt, calitatea, delimitarea zonelor de steril și util, condițiile hidrogeologice se cunosc numai în linii generale.

Categoria C_2 cuprinde rezerve stabilite pe bază de ipoteze sau pe baza indicațiilor din aflorimente și extrapolări ale datelor din zone învecinate perimetrului carierei. Condițiile de zăcămînt caracteristicile calitative se deduc prin analogie sau prin încercări izolate.

Pentru calculul rezervelor este necesară cunoașterea următorilor parametri: suprafața, grosimea medie de strat util și steril, poziția nivelului apei subterane (în cazul în care rezervele se cer în raport cu aceasta).

Evaluarea rezervelor pe baza datelor obținute prin lucrările de prospecțiune și explorare se face prin diferite metode de calcul: metoda mediei arit-

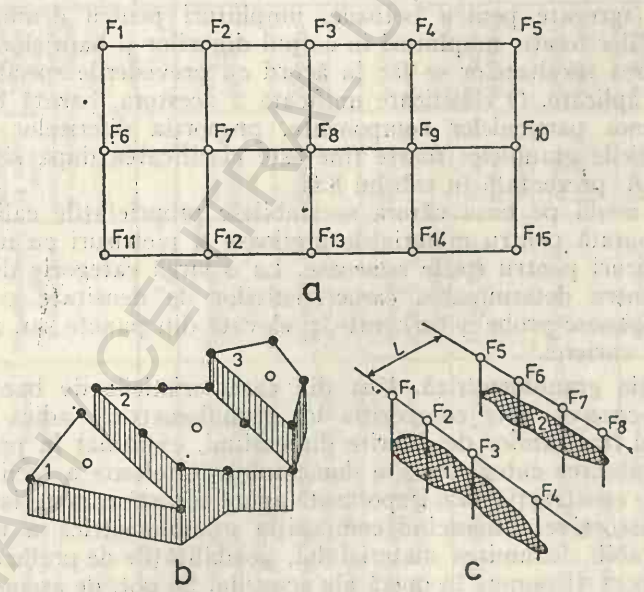


Fig. 8.1. Metode uzuale de calcul al rezervelor.

metice, metoda blocurilor geologice, metoda blocurilor de exploatare, metoda poligoanelor, metoda triunghiurilor, metoda secțiunilor, metoda izoliniilor și metoda izohipselor. Cel mai des folosite, și care dau rezultate destul de

exacte, sînt metoda *mediei aritmetice* pentru care se folosește formula de calcul $V = S \cdot H$ unde V este volumul în m^3, S — suprafața dreptunghiului în m^2 și H — media grosimilor stratului util întîlnit în forajele $F_1 ... F_{15}$), metoda *blocurilor geologice* (în care volumul total este însumarea volumelor blocurilor *1; 2;* 3 care se calculează separat) și metoda *secțiunilor geologice* (formula de calcul $V = \frac{S_1 + S_2}{2} \cdot L$ adică produsul dintre media suprafețelor luate în considerare și distanța dintre două profile alăturate) (fig. 8.1).

8.3. Proprietățile principale ale materialelor de construcție naturale

Cunoașterea proprietăților fizico-mecanice ale rocilor, ca granulozitatea, densitatea, permeabilitatea, forfecarea, compresibilitatea, comportarea la intemperii, ș.a. permite caracterizarea calitativă a sursei cercetate. Aprecierea proprietăților calitative ale rocilor naturale se bazează pe datele obținute prin observații directe și în determinări de teren și laborator (v. tabelul 8.5).

În vederea unificării interpretării rezultatelor și folosirii unui limbaj comun de către proiectant, geolog și laborator, metodele de determinare sînt în cea mai mare parte standardizate.

În funcție de domeniul de folosire a rocilor naturale ca materiale de construcție (agregate pentru betoane, umpluturi pentru drumuri, pentru balastarea căilor ferate, umpluturi în corpul digurilor și barajelor), obținerea și interpretarea rezultatelor se fac în acord cu prevederile specifice fiecărui domeniu de aplicare. O clasificare unificată a acestora, bazată în principal pe dimensiunea particulelor componente, proporția diferitelor dimensiuni și caracteristicile granulelor foarte fine este clasificarea după sistemul unificat din SUA, prezentată în tabelul 8.6.

Probele medii pe baza cărora se stabilesc proprietățile calitative sînt în stare turburată pentru materialele argiloase și pietrișuri cu nisip, și sub formă de blocuri pentru rocile stîncoase. La o largă categorie de materiale argiloase, pentru determinarea caracteristicilor de densitate și umiditate naturală se folosesc probe neturburate, prelevate din puncte sau zone caracteristice ale carierei.

Compoziția granulometrică. Una din caracteristicile de bază a rocilor coezive și necoezive este compoziția lor granulometrică, adică conținutul în greutate al fracțiunilor de diferite dimensiuni, exprimat în procente. Ea servește la stabilirea categoriei și a domeniului de folosire a rocii respective ca material de construcție. Mai importantă apare această caracteristică pentru materialele necoezive. Cunoscînd compoziția granulometrică a unui material se pot stabili denumirea materialului, posibilitățile de prelucrare, amestecare, transport și punere în operă ale acestuia. Se pot, de asemenea, aprecia și încadra în limite acoperitoare și alte caracteristici de bază, cum sînt forfecarea, coeziunea, compresibilitatea, îndesarea și permeabilitatea. Pentru materialele coezive au fost stabilite și corelații între granulozitate și plasticitate.

Clasificarea inginerească a rocilor după „sistemul unificat de clasificare — SUA"

Simbol grupă	Descrierea tipului de material de construcție naturale	Permeabilitatea după compactare	Rezistența la tăiere după compactare și saturare	Compresibilitatea după compactare și saturare	Lucrabilitatea ca material de construcție	Ordinea de preferință pentru diferite lucrări (1—14)							
						Baraje compactate			Canale		Construcții rutiere		
						Secțiune omogenă	Zonă etanșă	Prisme laterale	Rezistența la eroziune	Îmbrăcăminte din pământ compactat	Umpluturi		Stratul superior
											Umflare îngheț		
											Imposibilă	Posibilă	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
GW	Pietriș sau balast neuniform cu puține sau fără fracțiuni fine	Permeabil	Excelentă	Neglijabilă	Excelentă	—	—	1	1	—	1	1	3
GP	Pietriș sau balast uniform cu puține sau fără fracțiuni fine	Foarte permeabil	Bună	Neglijabilă	Bună	—	—	2	2	—	3	3	—
GM	Pietriș sau balast neuniform cu fracțiuni fine	Semipermeabil sau impermeabil	Bună	Neglijabilă	Bună	2	4	—	4	4	4	9	5
GC	Pietriș sau balast argilos	Impermeabil	Bună spre medie	Foarte scăzută	Bună	1	1	—	3	1	5	5	1
SW	Nisip, nisip neuniform cu pietriș, cu sau fără fracțiuni fine	Permeabil	Excelentă	Neglijabilă	Excelentă	—	—	3*	6	—	2	2	4
SP	Nisip, nisip uniform cu pietriș cu sau fără fracțiuni fine	Permeabil	Bună	Foarte scăzută	Medie	—	—	4*	7*	—	6	4	—
SM	Nisip prăfos	Semipermeabil sau impermeabil	Bună	Scăzută	Medie	4	5	—	8*	5	8	10	6

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 8.6. (continuare)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SC	Nisip argilos	Impermeabil	Bună spre medie	Scăzută	Bună	3	2	—	5	2	7	6	2
ML	Praf, nisip foarte fin, nisip fin prăfos sau argilos cu plasticitate redusă	Semipermeabil sau impermeabil	Medie	Medie	Medie	6	6	—	—	6	10	11	—
CL	Argilă cu plasticitate redusă sau medie; argile nisipoase sau prăfoase cu pietriș	Impermeabile	Medie	Medie	Bună spre medie	5	3	—	9	3	9	7	7
OL	Prafuri sau prafuri argiloase cu substanțe organice, cu plasticitate redusă	Semipermeabile sau impermeabile	Redusă	Medie	Medie	8	8	—	—	7	11	12	—
MH	Prafuri sau nisipuri fine cu mică sau diatomit	Semipermeabile sau impermeabile	Medie sau redusă	Ridicată	Redusă	9	9	—	—	—	12	13	—
CH	Argile cu plasticitate ridicată; argile grase	Impermeabile	Redusă	Ridicată	Redusă	7	7	—	10	8	13	8	—
OH	Argile cu substanțe organice, cu plasticitate medie sau ridicată	Impermeabile	Redusă	Ridicată	Redusă	10	10	—	—	—	14	14	—
P_t	Pământuri cu bogat conținut în substanțe organice	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Dacă este cu pietriș

Notă: Tabel reprodus din „Metode noi în proiectarea și executarea fundațiilor" de H. Lehr, E. Stănescu, S. Andrei și I. Manoliu, Editura tehnică, 1963

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Stabilirea compoziției granulometrice se face prin analiza granulometrică, care se execută prin cernere cu ajutorul ciururilor și sitelor, pentru materialele necoezive și cu areometrul în suspensie de apă pentru cele cozive. Se menționează că în cazul anrocamentelor pentru fragmentele mari ce depășesc dimensiunea de 200 mm stabilirea granulozității se face prin măsurarea cu șablonul sau metrul.

Clasificarea rocilor după granulozitate este prezentată schematic în tabelul 8.7, de unde rezultă diferențele de denumire ale fracțiunilor în fncție de domeniul de folosire a acestora ca materiale de construcție. Este evident astfel că vorbind de „nisip" în cazul construcțiilor din materiale locale (baraje de pămînt, diguri ș.a.) se au în vedere fracțiunile separate prin cernere în domeniul 0,05—2 mm, în timp ce aceeași denumire în cazul agregatelor pentru

Tabelul 8.7.

Clasificarea materialelor de construcție naturale după compoziția granulometrică

Denumire conform:					
STAS 1917-73 și STAS 1243-74		STAS 1667-62		STAS 662-59	
Fracțiunea mm	Denumirea	Fracțiunea mm	Denumirea	Fracțiunea mm	Denumirea
<0,005	argilă				
0,005—0,05	praf				
0,05—0,20	nisip fin				
0,20—0,50	nisip mijlociu				
0,50—2	nisip mare pietriș	0—7	nisip	0—7 3—7	nisip mărgăritar mărunt
2— 20	pietriș				
20—200	bolovăniș	7—70	pietriș	7— 15	mărgăritar
>200	blocuri			7—70	pietriș
a		*b*		*c*	

Domeniul de aplicare: *a* — în geotehnică; *b* — agregate pentru betone; *c* — construcții de drumuri;

betoane sau a celor pentru drumuri se atribuie fracțiunilor cuprinse în intervalul 0—7 mm. Din acest motiv determinarea granulozității se face separat pentru fiecare domeniu de utilizare, mai ales că ceea ce pentru agregate se consideră nociv (prezența fracțiunilor de argile sau praf) pentru un material folosit la umpluturi este foarte bun.

Pentru stabilirea uniformității granulometrice se folosesc următorii diametri caracteristici: d_{10}, d_{30}, f_{50}, d_{60} și d_{90} care reprezintă diametrele în mm ale sitelor care lasă să treacă respectiv 10, 30, 50, 60 sau 90% din material, în gerutate.

Tipul granulozității unui material se determină prin gradul de neuniformitate $u = \frac{d_{60}}{d_{10}}$, iar forma curbei granulometrice prin coeficientul de curbură $C_c = \frac{(d_{30})^2}{d_{60} \cdot d_{10}}$.

Gradul de neuniformitate u, în special în cazul unor amestecuri naturale de materiale necoezive și coezive, influențează gradul de compactare (îndesare) al unei umpluturi realizate prin compactare sau hidromecanizare. Cu cît un material este mai neuniform, avînd deci o curbă continuă înscrisă aproximativ diagonal în diagrama granulozității ($u = \frac{d_{60}}{d_{10}} > 3$) cu atît îndesarea ce poate fi realizată la punerea sa în operă este mai mare. Pentru materialele cu granulozitate uniformă ($u \frac{d_{60}}{d_{10}} < 3$) îndesarea este mai mică.

În situația materialelor granulare utilizate ca agregate pentru betoane, pe lîngă granulozitate, forma și compoziția petrografică a fracțiunilor de nisip, și în special a celor de pietriș, au o influență foarte mare asupra proprietăților sale fizice (densitate, porozitate ș.a.).

În funcție de raportul dimensiunilor unei granule se cunosc forme echidimensionale (rotunde, subangulare, angulare) plate și alugite.

Din punct de vedere petrografic rocile ce intră în compoziția amestecurilor naturale de pietrișuri cu nisip aparțin în general acelor categorii care au rezistențe mari la uzură și întemperii și se întîlnesc în zonele de transport ale cursurilor de ape.

Porozitatea, umiditatea, densitatea. Sînt proprietăți fizice ale materialelor de construcție a căror cunoaștere servește la stabilirea stării de îndesare, gradului de saturație, permeabilității, coeziunii și proprietăților de compresibilitate ale rocilor disperse coezive și necoezive și la caracterizarea petrografică în cazul pietrei de carieră. Ele condiționează proprietățile mecanice ale materialelor.

Porozitatea, definită ca raportul dintre volumul golurilor și volumul total dintr-un volum unitar de material, se exprimă prin raportul $n = \frac{V_g}{V_t}$

Pentru nisipuri n variază în special cu granulozitatea și are valori cuprinse între 0,5 și 0,3. La argile valoarea lui n variază de la 0,40 la 0,75 (argile grase).

Pentru piatră, porozitatea este de două feluri, *porozitatea totală* n cînd numărătorul din formulă reprezintă volumul total al porilor și golurilor din masa pietrei și *porozitatea aparentă* n_i care se referă numai la volumul golurilor și porilor deschiși la suprafața probei. Porozitatea rocilor stîncoase este în general nesemnificativă (dacă nu luăm în considerație fisurația) și are valori între 0,005 și 0,05.

Foarte des utilizat în cazul materialelor argiloase este indicele golurilor, notat e, care reprezintă raportul dintre volumul golurilor și volumul particulelor solide din volumul total de material dintr-un volum dat. Acest indice, ca și porozitatea se determină prin calcul. Relațiile dintre n și e sînt.

$$n = \frac{e}{1+e}; \quad e = \frac{n}{1-n}$$

Valorile caracteristice ale indicilor n și e pentru argile, nisipuri, pietrișuri cu nisip și anrocamente sînt date în tabelul 8.8, iar cele ale lui n și n_i, pentru rocile stîncoase, în tabelul 8.9.

Golurile din materialele argiloase sau piatră sînt adesea umplute cu apă sau aer. Cantitatea de apă dintr-un volum dat de rocă se numește *umi-*

Tabelul 8.8.

Valori medii orientative ale indicilor fizici pentru anrocamente și roci necoezive

Materialul	Porozitatea n [%]	Indicele porilor, e	Umiditate naturală, W' [%]	Densitatea în stare uscată [g/cm³]
Anrocamente (piatră spartă)				
Anrocamente compacte	30	0,4	—	1,7...2.1
Anrocamente afînate	50	1,0	—	1,6...1.8
Pietriș cu nisip				
Pietriș compactat	20	0,25	9	2,12
Pietriș afînat	40	0,67	16	1,59
Nisip monogranular				
Nisip compactat	34	0,51	19	1,75
Nisip afînat	46	0,85	32	1,43
Argilă				
Argile compactă	37	0,6	22	1,7
Argilă puțin compactă	55	1,2	45	1,22
Argilă bentonitică (grasă)	75	5,2	194	—

Tabelul 8.9.

Valori medii orientative ale indicilor fizici pentru piatră de carieră

Roca	Densitate specifică ρ_s [g/cm³]	Densitate, [g/cm³]	Porozitatea totală, η (%)	Porozitate aparentă, n_i [%]
Granit de Iacobdeal	2,68	2,62	2,2	1,04
Bazalt de Racoș	2,98	2,80	6,0	3,36
Gresie de Urviș	2,69	2,62	3,0	0,83
Calcare de Sitorman	2,70	2,64—2,76	0,5—7	1—5
Crete calcaroase de Agigea	2,70	1,80—1,84	32,5	24

ditate și ea reprezintă raportul dintre greutatea apei și greutatea materialului solid după uscare: $W = \frac{G_{apă}}{G_{uscat}}$ și se determină prin cîntărire (v. cap. 3)

Gradul de umiditate sau *gradul de saturație* S, care reprezintă raportul dintre umiditatea unui material și umiditatea la saturație (cînd porii sînt umpluți complet cu apă) permite următoarea clasificare a pămîntulilor: uscat ($S \leqslant 0,4$); umed ($S = 0,4—0,8$); foarte umed ($S = 0,8—0,9$) și saturat ($S \geqslant 0,9$).

Cunoașterea gradului de saturație condiționează direct permeabilitatea, coeziunea și compresibilitatea meterialului argilos.

În cazul rocilor stîncoase gradul de saturație permite aprecierea comportării rocii la intemperii și se calculează în funcție de gradul de umplere

a golurilor cu apă în condiții de presiune și temperatură normale față de umplerea acelorași goluri în alte condiții de presiune și temperatură (de ex. prin fierbere).

Densitatea și greutatea volumică. Definită ca masa unității de volum, densitatea ca indice fizic al materialelor de construcție naturale, este considerată egală ca valoare numerică cu greutatea volumică (specifică) la care în loc de masă se stabilește greutatea probei cu ajutorul dinamometrului. În cele ce urmează se fac referiri numai la densități, experimate în g/cm^3 sau t/m^3.

Funcție de volumul luat în considerație în calcule (cu sau fără goluri etc.) seria de densități determinate în laborator poartă diferite denumiri (tabelul 8.10).

Tabelul 8.10.

Categoria densităților care se determină în laborator

Volumul luat în calcul	Domeniul de aplicare	Denumirea densității	Simbol
1. Volum de material fără goluri (numai scheletul solid)	Argile coesive, piatra de carieră	Densitate specifică	ρ_s
2. Volum de material inclusiv golurile cu apa și aerul cuprinse în ele	idem	Densitate	ρ
3. Volum de material inclusiv golurile fără apă (uscat în etuvă)	idem	Densitate uscată	ρ_u
4. Volum de material în care golurile sînt umplute complet cu apă (saturat) dar nu se află sub apă	idem	Densitate saturată	ρ_w
5. Volum de material situat sub nivelul apelor	idem	Densitate submersată	ρ'_w
6. Volum de materiale alcătuit din fracțiuni ce diferă între ele din punct de vedere petrografic, fără goluri	Agregate pentru confecționarea betoanelor	Densitate specifică aparentă	ρ_{sa}
7. Volum alcătuit ca mai sus, inclusiv golurile, fără apă	idem	Densitate în grămadă (vrac)	ρ_v

Formulele care definesc aceste densități și relațiile densitate-porozitate sînt date în capitolul 3, iar valorile orientative ale densităților, pentru diferite materiale în tabelul 8.10.

În problemele legate de folosirea materialelor argiloase și a pietrișurilor cu nisip la execuția unor umpluturi realizate prin compactare sau hidromecanizare se urmărește obținerea unui material cît mai îndesat. Indesarea se exprimă prin densitatea uscată maximă ρ_{umax}, care depinde direct de umiditate și de energia de compactare sau de porozitatea umpluturii.

Îndesarea rocilor disperse se apreciază pe baza mărimii I_e (starea de îndesare în funcție de indicele porilor e). În acest caz, pietrișul cu nisip se consideră îndesat cînd $I_e < 0{,}55$; afînat cînd $I_e > 0{,}7$, iar nisipurile prăfoase fine se consideră îndesate cînd $I_e < 0{,}6$ și afînate cînd $I_e = 0{,}75—0{,}80$.

De cele mai multe ori îndesarea nisipului se apreciază cu ajutorul coeficientului I_D (gradul de îndesare) definit de STAS 1917—73 prin relația:

$$I_D = \frac{e_{max} - e}{e_{max} - e_{min}},$$

în care e_{max}, e_{min} și e sînt indicii porilor corespunzători stărilor de afînare maximă, îndesare maximă și naturală din teren.

Un nisip se consideră afînat cînd $I_D = 0—0{,}33$, cu îndesare medie cînd $I_D = 0{,}34—0{,}66$ și foarte îndesat cînd $I_D = 0{,}67—1$.

Se menționează că e_{max} și e_{min} depind de metoda de determinare.

Alt indice care servește la stabilirea condițiilor de compactare a materialului necoeziv este *capacitatea de îndesare* definită de relația $C_i = \frac{e_{max} - e_{min}}{e_{min}}$.

Materialul are capacitate de îndesare mică dacă $C_i < 0{,}4$; mijlocie dacă $C_i = 0{,}4—0{,}6$ și mare dacă $C_i > 0{,}6$.

Plasticitatea rocilor coezive. Rocile fin granulate (argile, prafuri, nisipuri fine) conțin apă legată, liberă și capilară. Apa legată (adsorbită) este reținută în rocile disperse prin forțe moleculare; apa liberă (gravitațională) în rocile fin dispersate se poate mișca sub acțiunea forțelor de greutate proprie iar apa capilară, aflată deasupra nivelului apei libere sau gravitaționale, este menținută datorită eforturilor date de meniscurile apei. Cantitatea de apă liberă aflată în pori reprezintă umiditatea, indice care definește *limitele de plasticitate*, caracteristice fiecărui tip de rocă în parte. Diferența dintre limita superioară (W_c) și limita înferioară (W_p) a plasticității constituie indicele de plasticitate I_p dat de relația 3.58 din cap. 3. În funcție de I_p materialele argiloase se clasifică în 5 categorii: neplastice ($I_p = 0$), cu plasticitate redusă ($I_p = 0—10$), cu plasticitate mijlocie ($I_p = 10—20$), cu plasticitate mare ($I_p = 20—35$) și cu plasticitate foarte mare ($I_p > 35$).

Consistența, definită cu ajutorul indicelui de consistență I_p, se stabilește cu relația

$$I_c = \frac{W_c - W}{I_p}$$

În funcție de consistență un material argilos poate fi încadrat în una din categoriile: curgător ($I_c = 0$); plastic curgător ($I_c = 0—0{,}25$); plastic moale ($I_c = 0{,}25—0{,}50$); plastic consistent ($I_c = 0{,}50—0{,}75$); plastic vîrtos ($I_c = 0{,}75—1{,}00$); tare ($I_c \geq 1$).

Determinarea limitelor de plasticitate se face conform STAS 1913/4—76 pentru W_c prin metoda cupei Cassagrande iar pentru W_p prin răsucirea unor cilindri cu un diametru de 3 mm. Limitele de plasticitate servesc, împreună cu granulozitatea, la clasificarea și identificarea materialelor argiloase.

Permeabilitatea. Pentru o serie de construcții de retenție (baraje, diguri) realizate din materiale argiloase sau din nisipuri cu pietriș, o importanță deosebită o are cunoașterea relației dintre apă și material. Prezența unei diferențe de nivel hidrostatic în corpul unui baraj determină curgerea apei dinspre nivelul ridicat către cel mai coborît. Funcție de dimensiunea particulelor materialului studiat, porozitate, grad de neuniformitate, forma particulelor și gradient hidraulic, curgerea apei poate fi laminară, turbulentă sau intermediară.

După legea lui Darcy, viteza de curgere a apei prin roci se consideră laminară și se exprimă prin relația

$$v = ki,$$

în care v — viteza medie de scurgere; k — coeficientul de permeabilitate și i — gradientul hidraulic.

Determinarea coeficientului de permeabilitate în laborator se poate face direct sau indirect (în timpul încercării edometrice) iar pe teren prin turnări Boldîrev sau prin pompare-turnare în foraje. În cazul umpluturilor din corpul barajelor, unde uneori fragmentele maxime din materialul zonelor etanșe se admit să ajungă pînă la 50—80 cm, coeficientul de permeabilitate se determină prin turnări de apă direct în materialul pus în operă. Încercările pot fi efectuate așa cum se arată în fig. 8.2 sau prin turnări ale apei în puțuri săpate cu urmărirea denivelării apei într-un anumit timp.

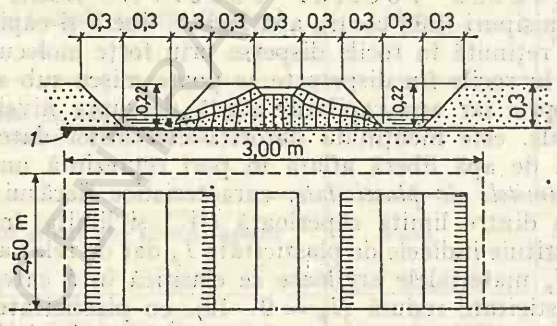


Fig. 8.2. Determinarea permeabilității pe teren cu ajutorul digurilor.

Ordinele de mărime ale coeficientului de permeabilitate pentru diferite tipuri de materiale sînt prezentate în tabelul 8.11.

Realizarea umpluturilor prin straturi succesive compactate sau depuse prin hidromecanizare a dus la necesitatea determinării lui k atît pe direcție verticală cît și pe cea orizontală. S-a observat că funcție de tipul materialului și calitatea punerii în operă (înfrățirea între straturi), pe direcție orizontală coeficientul de permeabilitate poate fi de 2...30 ori mai mare decît cel vertical.

Pentru materialele de construcție alcătuite, din argile nisipuri și pietrișuri cunoașterea valorii coeficientul k permite stabilirea capacității de retenție a apei unui material, a vitezei de tasare a umpluturii, dimensionarea

Tabelul 8.11.

Valorile coeficienților de permeabilitate pentru cîteva roci moi puse în operă prin compactare.

Materialul	Valori K	
	cm/s	m/zi
Pietriș mare fără nisip	$10^{-1}...1$	$10^{2}...10^{3}$
Pietriș cu nisip mare	$10^{-2}...10^{-1}$	$10 ...10^{2}$
Nisip mediu	10^{-2}	10
Nisip mic	$10^{-3}...10^{-2}$	$1 ...10$
Nisip prăfos	$10^{-4}...10^{-3}$	$10^{-1}...1$
Praf nisipos	$10^{-5}...10^{-3}$	$10^{-2}...1$
Argilă prăfoasă	$10^{-7}...10^{-5}$	$10^{-4}...10^{-2}$
	sub 10^{-7}	

filtrelor inverse și așezarea diferitelor tipuri de materiale în corpul barajelor zonate.

Gradientul critic, stabilitatea materialelor la antrenare hidrodinamică. Mișcarea apei prin roci poate duce (în anumite condiții de granulozitate a materialelor componente) la antrenarea unor particule din material prin sufozie, sau poate provoca spălarea integrală a acestuia în zonele de contact ale diferitelor straturi atunci cînd sînt depășiți anumiți gradienți, numiți critici. Stabilirea valorii gradienților critici se poate face prin încercări de laborator aplicînd o metodologie încă insufient pusă la punct, mai ales în ceea ce privește prinderea momentului „critic" al gradientului. În mod practic se consideră că un material poate fi antrenat prin sufozie (spălarea unor particule separate de material prin pori mai mari decît diametrul lor) atunci cînd conținutul în particule inferioare lui 0,005 mm pe curba granulometrică este mai mic de 20%. Fenomenul de antrenare în cazul construcțiilor de baraje sau diguri la care corpul sau numai o zonă din corpul barajului sînt alcătuite din materiale sufozibile poate fi prevenit prin soluții constructive care constau în executarea unor zone special granulate numite f i l t r e i n v e r s e. Filtrele se consideră, din această cauză, părțile esențiale ale unei construcții de retenție în asigurarea securității acesteia împotriva antrenării hidrodinamice. Alegerea greșită a granulozității filtrelor inverse poate duce la colmatarea acestora sau la spălări ale materialului în zonele de contact. Ele se realizează din materiale granulare naturale așa cum se găsesc în natură (nisipurile și pietrișurile din albiile rîurilor) sau din materiale concasate, sortate și recompuse după curbe granulometrice calculate.

Alegerea granulației filtrelor inverse se face după criterii care au în vedere prevenirea colmatării și asigurarea scurgerii, prin limitarea conținutului în particule fine (max. 5% fracțiuni de 0,1—0,05 mm) și a celor care au diametrele corespunzătoare procentelor de 50 și 15%.

Dintre criteriile de alegere, cele mai des folosite sînt (conform Earth Manual, SUA) următoarele:

$$D_{50} = 12\ d_{50};\ D_{50} = 58\ d_{50} \text{ și } D_{15} = 12;\ D_{15} = 40\ d_{15}$$

(în care, D — pentru materialul din filtru, iar d — pentru materialul care urmează să fie protejat).

Compresibilitatea. Caracteristica de bază a proprietăților de deformație a materialelor de construcție naturale sub acțiunea eforturilor de compresiune σ o constituie modificarea indicelui porilor e. Grafic relația $\sigma - e$ se reprezintă prin curbele de compresiune-consolidare, iar atunci cînd se cere reprezentarea deformației specifice $\Delta h/h$, prin graficul relației $\sigma - \Delta h/h$, numit curbă de compresiune-tasare. Metodologia folosită în laborator pentru determinarea compresibilității se bazează pe utilizarea edometrului. Pentru materialele argiloase dimensiunea probelor respectă relația înălțime/diametru = 1/3,5, în timp ce pentru anrocamente și materiale granulare mari ca pietrișurile argiloase, deluviile de pantă ș.a., înălțimea este egală cu diametrul. În acest din urmă caz dimensiunea maximă a granulelor din probă trebuie să stea în raport de 1/4...1/6 față de dimensiunea maximă a aparatului. În cazurile în care dimensiunea fragmentelor componente ale probei este foarte mare este necesară alcătuirea unei probe cu granulozitate redusă, după o curbă „model". În acest caz se reduce dimensiunea fragmentelor de n ori. Compresibilitatea edometrică depinde de tipul și starea materialului încercat. Pentru materialele argiloase saturate cu apă, procesul de comprimare depinde de permeabilitatea acestora fiind cu atît mai rapid cu cît materialul este mai permeabil.

La nisipuri și în special la anrocamente, deformația se produce imediat după aplicarea încărcării și se datorează în principal distrugerii contactelor dintre fragmentele separate sau mișcării acestora unul față de celălalt, iar în cazul unor încărcări ce ajung la valoarea rezistențelor de rupere prin compresiune, la sfărîmarea unor fragmente separate.

Experimental s-a observat că deformația continuă timp îndelungat după aplicarea încărcării, motiv pentru care la trasarea curbei edometrice se iau în considerație numai deformațiile stabilizate. Se consideră stabilizate, deformațiile care pentru un interval de timp stabilit nu depășesc 0,0001 mm: pentru un nisip timp de 6 ore; pentru un nisip argilos timp de 12 ore; pentru argile și argile prăfoase timp de 24 ore. În cazul acrocamentelor deformațiile se stabilizează în cca. 1 oră.

Pentru materialele argiloase, în ultimul timp se calculează un coeficient care depinde de permeabilitate porozitate și compresibilitate, numit *coeficient de consolidare verticală*

$$V_v = \frac{k(1+l)}{a_v \rho_a} \text{ [cm}^2\text{/s]}$$

în care, k este coeficientul de permeabilitate; e — indicele porilor; a_v — indice de compresibilitate citit de pe curba de compresiune-tasare

$$a_v = \frac{\left(\frac{\Delta h}{h}\right)\sigma_1 - \left(\frac{\Delta h}{h}\right)\sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_2}; \quad \rho_a \text{ — densitatea apei.}$$

Cunoașterea acestui coeficient permite evaluarea timpului necesar consolidării unei umpluturi din corpul barajelor sau digurilor.

Rezistența la forfecare. Caracteristicile de rezistență care intervin în cazul materialelor de construcție locale la calculul stabilității barajelor din pămînt sau anrocamente sînt reprezentate prin parametrii dreptei intrinseci cunoscută ca avînd forma: $\tau = \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi + c$. Introducerea în calculul de sta-

bilitate a rezistenței de forfecare se face prin parametrii tg φ și c (coeziunea) în cazul rocilor coezive și numai tg φ la cele necoezive. Încercările de laborator care se efectuează pentru determinarea parametrilor se înscriu în grupa celor care stabilesc relația efort-deformație, cu mențiunea că în cazul forfecării deformația este dusă pînă la rupere. În practica curentă sînt folosite două tipuri de aparate pentru stabilirea parametrilor tg φ și c: aparatul cu plan obligat de forfecare și aparatul de compresiune triaxială. Aparatul cu plan obligat permite determinarea eforturilor verticale, a celor de forfecare (σ, τ) precum și deformațiile corespunzătoare. Aparatul triaxial, permite executarea încercărilor în condiții controlate de drenaj și deformație, proba fiind supusă unei presiuni laterale (dată de un fluid) și axial.

Încercările pot fi executate în diferite feluri, iar rezultatele duc la stabilirea unghiului de frecare internă și a coeziunii, a presiunii apei din pori, a modulului de elasticitate și a coeficientului Poisson (v. cap. 3).

Dintre toți indicii enumerați, cunoașterea presiunii apei din pori (neutrale) are o importanță deosebită, aceasta servind la determinarea parametrilor efectivi ai rezistenței la forfecare. Este cunoscut că apa din porii unui material argilos (în special) preia o parte din încărcarea aplicată acestuia (de exemplu din depunerea unor straturi succesive pe înălțimea unui baraj) și influențează negativ stabilitatea sa la lunecare. Din această cauză, folosirea materialelor coezive ca materiale de construcție în barajele înalte pune probleme deosebite sub aspectul necesității luării unor măsuri constructive special menite să determine disiparea presiunii apei din pori în timp cît mai scurt.

Rezistența la întindere. Aceasta depinde în general de umiditatea și natura mineralogică a materialelor. Cunoașterea rezistenței la întindere prezintă interes în special în cazul în care materialul argilos este așezat ca zonă etanșă în corpul unui baraj din anrocamente. Determinarea rezistenței la întindere nu face parte din lucrările curente ale laboratoarelor geotehnice, necesitînd o aparatură specială (specifică în speță laboratoarelor de lianți). Pe baza datelor din literatura de specialitate rezultă că deformațiile din întindere pentru argilele montmorillonitice sînt de ordinul 3% iar pentru cele caolinitice 0,8%. Valoarea rezistenței la întindere în acest caz este 0,2 daN/cm² și respectiv 0,1 daN/cm².

Gradul de compactare. În corpul unor baraje din pămînt, materialele sînt puse în operă cu ajutorul diferitelor utilaje mecanice (compactorul picior de oaie, compactorul pe pneuri, compactorul vibrator etc), iar calitatea compactării se determină prin probe de densitate în stare uscată ρ_d. Pentru fiecare tip de compactare pentru materialele argiloase există o umiditate numită „optimă" (W_{opt}) cînd se obține cea mai mare îndesare ρ_{dmax}. În laboratoarele de specialitate determinarea parametrilor ρ_{dmax} și W_{opt} se execută după procedeul Proctor normal, și constă din stabilirea unor perechi de valori ρ_d și W, pentru 4—5 trepte de umiditate (plecînd de la materialul uscat), energia de compactare fiind constantă.

Indicele calitativ care stabilește calitatea compactării unui material coeziv depus în corpul unei umpluturi se numește *grad de compactare D* și este echivalentul gradului de îndesare I_D care se stabilește pentru materialul necoeziv (nisipuri, pietrișuri etc):

$$D = \frac{\rho_d \text{ umplutură}}{\rho_{dmax} \text{ laborator}},$$

unde ρ_d umplutură este densitatea în stare uscată calculată pentru umplutura compactată cu utilajele mecanice iar $\rho_{d\max}$ laborator este densitatea uscată maximă stabilită în laborator prin procedeul Proctor normal.

În mod obișnuit, cînd execuția umpluturii este coerespunzătoare, gradul de compactare pentru argile este cuprins între $D = 0{,}98...1{,}00$, iar pentru nisipuri $I_D = 0{,}85$.

Conținutul în săruri solubile și substanțe organice. Compoziția chimică a materialelor locale folosite pentru execuția barajelor prezintă interes numai în ceea ce privește conținutul lor în săruri solubile și substanțe organice. Sărurile solubile aflate în stare diseminată pot fi antrenate de către apa fără săruri, provocînd sufozia chimică. Sărurile solubile ce se întîlnesc obișnuit în materialele argiloase se pot grupa în: săruri ușor solubile (clorurile și sulfații de sodiu, potasiu, magneziu ș.a.), săruri cu solubilitate medie (sulfatul de calciu — gipsul, anhidritul), și săruri greu solubile (carbonații de calciu și magneziu, fosfații de calciu, de aluminiu și fier). În special în argile se întîlnesc zone în care se acumulează săruri cloro-sulfatice și carbonați, cu predominarea gipsului — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, a cărui conținut poate ajunge pînă la 10—20%. Antrenarea gipsului din pămînt se face în anumite condiții de filtrație (gradient, densitate gips, coeficient de permeabilitate al mediului ș.a.) și de calitatea apei de spălare.

Materialele care conțin substanțe organice, în special incomplet descompuse, sînt eliminate din grupa materialelor de construcție pentru execuția barajelor cu înălțimi ce depășesc 10 m.

Unele proprietăți ale rocilor stîncoase. Caracterizarea rocilor stîncoase sub forma pietrei de carieră (în bucăți) se face în principal prin următoarele proprietăți de bază: densitate, porozitate, absorbția de apă, rezistența de rupere prin compresiune și stabilitatea la îngheț-dezgheț. Din grupa densităților, densitatea specifică a unei roci depinde de densitatea specifică caracteristică mineralelor ce o compun, iar densitatea depinde de porozitate. Stabilitatea la îngheț-dezgheț depinde de porozitate, absorbție de apă și coeficient de saturație (care este raportul dintre absorbție în condiții de presiune și temperatură normale și cea obținută în condiții diferite de prima, de exemplu prin fierbere). Rezistența de rupere prin compresiune este rezistența pe care o opune piatra fasonată în forme geometrice regulate (epuvete cubice sau cilindrice) unei forțe exterioare care produce ruperea ei. În mod obișnuit, caracterizarea calitativă a pietrei de carieră ca material de construcție se face pe baza determinărilor trecute în tabelul 8.12 pentru piatra fasonată și în tabelul 8.13 pentru piatra spartă. Aceste tabele se completează după necesități și cu alte determinări sau observații, în scopul obținerii unei caracterizări cît mai complete (comportarea la alterare, modulul de elasticitate, rezistența la tracțiune, viteza de propagare a ultrasunetelor, modul de rupere la explozii ș.a.). Trebuie amintit că în cazul rocilor șistoase, un rol important în evaluarea parametrilor obținuți pentru rezistențele de rupere îl are orientarea eforturilor de solicitare în raport cu orientarea șistozității. Pentru piatra de construcție prelucrată prin cioplire manuală, sistemul de fisurare și diaclazare propriu fiecărui tip de rocă are la rîndul său un rol foarte important.

Tabelul 8.12.

Caracteristici fizico-mecanice pentru piatra fasonată

Caracteristica	STAS Nr.	Umitatea de măsură
Densitatea	6200/10-73	g/cm³
Densitatea aparentă	6200/11-73	g/cm³
Compactitatea	6200/13-73	%
Porozitatea totală	6200/13-73	%
Porozitatea aparentă	6200/13-73	%
Absorbția de apă la P și T° normale	6200/12-73	%
Absorbția de apă la fierbere	6200/12-73	%
Coeficient de saturație	6200/13-73	%
Rezistența la rupere prin compresiune — stare uscată	6200/5-71	daN/cm²
— stare saturată cu apă la P și T° normale	6200/5-71	daN/cm²
— după 25 cicluri de îngheț — dezgheț	6200/5-71	daN/cm²
Coeficient de gelivitate	6200/15-75	%
Coeficient de înmuiere după saturare normală	6202/5-71	%
Coeficient de înmuiere după îngheț — dezgheț	6202/5-71	%
Rezistența la șoc	6200/8-71	daNcm/cm³
Rezistența la uzură	6200/9-71	g/cm² cm³/cm² mm

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 8.13.

Caracteristici fizico-mecanice pentru piatra spartă

Caracteristica	STAS Nr.	Unitatea de măsură
Densitatea	620/10-73	kg/m³
Densitatea aparentă	730-71	kg/m³
Densitatea în vrac în stare afînată	730—71	kg/m³
Densitatea în vrac în stare îndesată	730-71	kg/m³
Absorbția de apă la P și T° normale	730-71	%
Absorbția de apă prin fierbere	730-71	%
Compactitatea	730-71	%
Volum de goluri afînat	730-71	%
Porozitate totală	730-71	%
Coeficient de saturație	730-71	%
Rezistența la uzură prin rostogolire	730-71	%
Coeficient de calitate	730-71	%
Rezistența la sfărîmare prin șoc	2246-71	%
Indice de rezistență la sfărîmare prin șoc	2246-71	—
Rezistența la sfărîmare prin compresiune: — după uscare la 105°C	2246-71	%
— după saturare cu apă la P și T° normale	2246-71	%
Rezistența la sfărîmare prin compresiune — după 25 cicluri îngheț — dezgheț	2246-71	%
Indice de rezistență la sfărîmare prin compresiune — după uscare la 105°C	2246-71	%
— după saturare cu apă la P și T° normale	2246-71	%
— după 25 cicluri de îngheț — dezgheț	2247-71	%
Coeficient de gelivitate	6200/15-75	%

BUDAPEST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Una din problemele de mare importanță pentru cercetările de laborator și teren o constituie stabilirea valorilor de calcul pe baza datelor obținute în încercările efectuate. La stabilirea acestora, în mod obișnuit se ține seama de calculul la care ele urmează să fie folosite: stabilitate, tasare, permeabilitate ș.a. Aceste aspecte sînt tratate în cap 3.

8.4. Considerații privind folosirea materialelor naturale de construcții în funcție de tipul construcțiilor

Diversitatea mare a construcțiilor la a căror realizare se pot folosi roci în stare naturală, ca și diversificarea remarcabilă a acestora din urmă, au impus o serie de criterii de alegere a tipurilor de roci. La baza acestor criterii stau categoria construcției și natura materialelor disponibile. Astfel funcție de parametri dimensionali (înălțime, lungime, volum, ca în cazul digurilor, barajelor etc.), alegerea tipurilor de materiale se face în primul rînd ținînd seama de condițiile de acces și exploatare în carieră, de distanță și de condițiile climatice. Din punct de vedere calitativ, în acest caz se consideră că pot fi utilizate orice fel de materiale prezente în apropierea amplasamentului.

Pentru drumuri și căi ferate, criteriile au în vedere asigurarea unor valori limită ale rezistențelor mecanice de rupere prin compresiune sau sfărîmare, forfecare, șoc și uzură, comportarea la îngheț-dezgheț și absorbția de apă, compoziția granulometrică aspectul petrografic. Cele mai indicate roci în acest caz sînt granitele, andezitele, bazaltele, rocile sedimentare silicioase și calcarele În tabelele 8.14, 8.15 și 8.16 se dau condițiile tehnice pentru folosirea pietrei de carieră la construcția de drumuri și a pietrei de carieră și pietrișului cu nisip la balastarea căilor ferate.

Pentru construcțiile care folosesc piatra de carieră ca piatră de ornament, zidărie, pardoseli, coloane, praguri ș.a. criteriile de alegere țin seama în mod deosebit de omogenitatea petrografică, aspectul, culoarea, stabilitatea la intemperii (saturație cu apă, îngheț-dezgheț) rezistența la uzură, densitatea. Cu calități corespunzătoare sînt în special calcarele cristaline microgranulare bazaltele ș.a. iar pentru placaje sînt indicate calcarele, travertinul, marmorele și gresiile.

În practica construcțiilor barajelor din materiale locale se pot folosi fără restricții următoarele roci: argile nisipoase și prăfoase (inclusiv loesuri), argile, argile cu pietrișuri sau fragmente de roci, nisipuri și pietrișuri cu nisip, grohotișuri și deluvii de pantă, piatră de carieră. Cu restricții în privința conținutului în substanțe organice și săruri solubile, mai rar, pot fi luate în considerare și materialele cu conținut de mîl sau turbă.

Argilele prăfoase cu o granulozitate ca în fig. 8.3 se pot folosi la execuția umpluturilor în baraje. Acestea au, în general, umidități între 10 și 14% și densități uscate între 1,2—1,4 t/m^3. În corpul umpluturii, după punerea în operă ajung la un coeficient de permeabilitate $k = 10^{-6}...10^{-7}$ cm/s și parametrii de forfecare tg $\varphi = 0{,}35—0{,}45$, coeziunea $c = 0{,}5...1$ daN/cm^2. Tasarea suplimentară după inundare (prăbușirea) nu este semnificativă, structura lor naturală fiind distrusă după compactare.

Tabelul 8.14.

Condiții tehnice pentru folosirea pietrei naturale pentru drumuri

Denumirea materialului și destinația lui	Rezistența							Comportarea la îngheț-dezgheț	
	de rupere la compresiune pe epruvete în stare uscată,	la sfărîmare prin compresiune pe piatră spartă în stare uscată,	la uzură			la șoc pe epruvete,	la sfărîmare prin șoc pe piatră spartă,	Coeficient de gelivitate pe piatră spartă	Coeficient de înmuiere pe epruvete
			cu mașina Böhme	cu mașina Dorry	cu mașina Deval (coeficient de calitate)				
	daN/cm²min.	% min.	g/cm²max.	g/cm²max.	min.	daN/cm²min.	% min.	% max.	% max.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
PIATRA BRUTĂ									
— fundații pentru drumuri, blocaje	800	—	—	—	—	—	—	3	25
— încadrarea îmbrăcăminților, pereuri și anrocamente	600	—	—	—	—	—	—	3	25
— pavaje pentru drumuri străzi și acostamente	1200	—	0,2	—	—	—	—	3	25
PIATRA SPARTĂ									
— încadrarea îmbrăcăminților. strat de fundație sub îmbrăcămințile rigide și bituminoase, stratul de rezistență al îmbrăcăminților de beton armat.	800	60	—	—	7	—	—	3	25
— stratul de bază sub îmbrăcămînți bituminoase	1000	65	—	—	9	—	—	3	25
— la stratul de bază pentru îmbrăcămînți bituminoase cu un singur strat și la macadam	1200	67	—	—	11	—	80	3	25

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 8.14. (continuare)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
— macadamuri protejate cu tratamente superficiale folosite ca îmbrăcăminți și la straturile de uzură al îmbrăcăminților de beton de ciment.	1500	70	0,1	1,2	13	—	80	3	25
CRIBLURA									
— strat de bază al îmbrăcămințiibituminoase.	1000	65	—	—	9	—	—	3	25
— binder	1200	67	—	—	11	—	80	3	25
— strat de uzură la îmbrăcăminți asfaltice	1500	70	0,1	1,2	13	—	80	3	25
— tratamente superficiale	1500	70	0,1	1,2	13	—	80	3	25
PAVELE NORMALE, ABNORMALE ȘI CALUPURI	1800	—	0,1	0,5 la granit 1,2 la alte roci	—	85 la granit 80 la alte roci	—	—	25
BORDURI:									
— de trotuare	1500	—	0,1	0,5 la granit 1,2 la alte roci	—	85 la granit 80 la alte roci	—	—	25
— pentru încadrarea îmbrăcăminților	1800	—	0,1	0,5 la granit 1,2 la alte roci		85 la granit 80 la alte roci	—	—	25

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 8.15.

Caracteristici fizice şi mecanice ale pietrei sparte pentru balastarea căilor ferate

Caracteristici	Condiţii de admisibilitate
Abateri la sort, % din masă (max): — granule care rămîn pe ciurul superior (*D* max) fără a depăşi dimensiunea de 71 mm — granule care trec prin ciurul inferior (*D* min) din care particule şi impurităţi sub 5 mm	 7 10
Densitatea aparentă, kg/m³, min	2400
Indicele de rezistenţă la sfărîmare prin compresiune, în stare saturată, min.	5
Indicele de rezistenţă la sfărîmare prin şoc, min.	20*
Rezistenţa de rupere la compresiune pe cub. în stare uscată, daN/cm², min.	1200
Rezistenţa la şoc mecanic pe cub, daN/cm², min.	50*
Coeficient de gelivitate, %. max.	3
Coeficient de înmuiere după 25 cicluri îngheţ-dezgheţ, %. max.	25

*) Valori informative, pentru strîngere de date; la indicele de rezistenţă la sfărîmare prin şoc, valoarea este informativă numai pentru piatra spartă obţinută din roci sedimentare.

Tabelul 8.16.

Caracteristici fizice şi mecanice ale pietrişului pentru balastarea căilor ferate

Caracteristici	Condiţii de admisibilitate	
	Pietriş ciuruit	Pietriş neciuruit
Abateri la sort. % din masă. max.: — granule care rămîn pe ciurul superior (*D* max) fără a depăşi dimensiunea de 71 mm — granule care trec prin ciurul inferior (*D* min) — din care particule sub 0,1 mm	 10 10 —	 10 10 6
Conţinut de nisip 0—7, % din volum, max	—	40
Densitate aparentă, kg/cm³, min	2200	2200
Coeficient de gelivitate, % max	3	3
Indicele de rezistenţă la sfărîmare prin compresiune, în stare saturată, min.: — pentru linii ferate normale — pentru linii ferate înguste	 1,5 1,0	 — —

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Argilele cu conținut de cca. 70% fracțiune sub 0,005 mm (fig. 8.3) pot fi folosite și ele însă trebuie să se țină seamă de lucrabilitatea anevoioasă (din cauza lipirii de utilajul de transport, împrăștiere, compactare), de stabilitatea mai puțin corespunzătoare, de dezvoltarea presiunii apei în pori, de umflare și contracție. Aceste materiale au umiditatea de 22—24%, densitatea uscată 1,70—1,80 t/m³, $\varphi = 11—14^0$, $c = 0{,}4$ daN/cm², coeficientul de permeabilitate $k = 10^{-8}$ cm/s. Sînt indicate pentru execuția zonelor etanșe din baraj.

Argilele cu pietrișuri și fragmente de roci (deluvii și aluvii) în care fragmentele au $d_{max} = 120$ mm, iar conținutul în fracțiuni peste 2 mm sub 50% pot constitui un material de construcție corespunzător pentru baraje omogene de înălțime medie, sau elemente de etanșare în baraj. Se va ține seamă de tendința de stratificare a acestuia în timpul compactării și de coeficientul de permeabilitate neuniform ($10^{-5}...10^{-7}$ cm/s).

Nisipurile și pietrișurile cu nisip ($k = 10^{-2}...10^{-3}$ cm/s), folosite în special în zonele de drenuri sau filtre inverse, pot constitui și materiale de umplutură în diguri omogene pînă la 12—15 m înălțime, fără să poată asigura impermeabilitatea acestora. Ele constituie un material corespunzător pentru realizarea prismelor de rezistență în barajele înalte, zonate. Îndesarea, compresibilitatea și parametrii de forfecare au valori foarte bune în special atunci cînd neuniformitatea materialului este mare ($u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \geqslant 20$) (fig. 8.3)

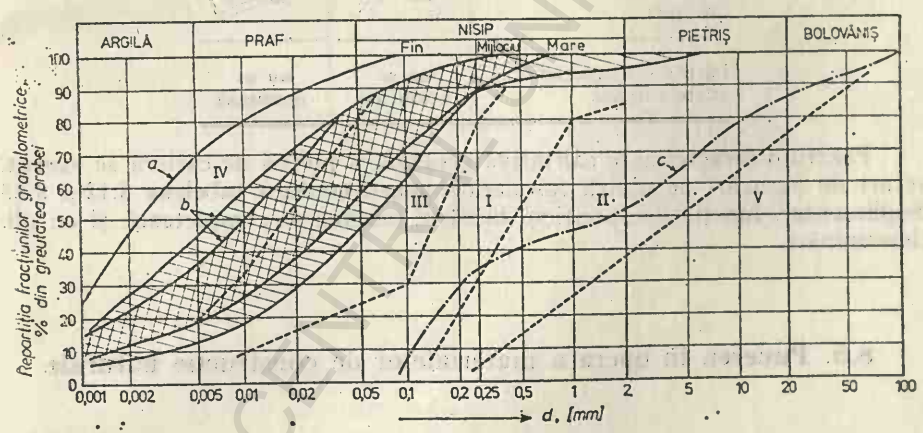


Fig. 8.3. Granulozitatea diferitelor tipuri de roci ce pot fi folosite ca materiale de construcție la execuția umpluturilor;

a — argile grase; *b* — prafuri argiloase-nisipoase; *c* — pietrșuri cu nisip; *I, II, III, IV* — delimitarea și gruparea în ordinea calității a materialelor ce se pretează depunerilor prin hidromecanizare.

Grohotișurile și deluviile de pantă, cu caracteristici asemănătoare pietrișurilor cu nisip, se folosesc în general ca zone de trecere în baraje zonate cu nucleu de argilă. Granulozitatea și în acest caz are o mare importanță, trebuind să se înscrie într-un domeniu intermediar față de materialele între care se așază.

Piatra de carieră, folosită ca anrocament în corpul barajelor cu mască sau cu miez de etanșare, nu are restricții calitative pentru zonele din interiorul barajului, parametrii de stabilitate și compresibilitate realizîndu-se prin

alegerea adecvată a grosimii de strat, energiei de compactare, poziției în profil și altele.

Pentru zonele exterioare și în special pentru cele din zona nivelului variabil al apei din lac sînt excluse varietățile nerezistente la îngheț-dezgheț. În acest din urmă caz, rezistența la îngheț-dezgheț se stabilește în funcție de numărul de cicluri (tabelul 8.17) admițîndu-se numai rocile încadrate de STAS 6200/15-75 ca „foarte rezistente".

Tabelul 8.17.

Încercarea la îngheț-dezgheț (după SNiP I B-8-62)

Domeniul de folosire	Numărul de cicluri de îngheț-desgheț după care se încearcă roca	
	în regiuni cu climă aspră	în regiuni cu climă temperată și aspră
Partea de construcție din zona nivelului variabil	150	50—100
Părțile situate deasupra apei	50—100	25—50
Părțile construcției aflate sub apă	nu se normează	nu se normează

Pentru o caracterizare calitativă generală a pietrei de carieră se execută seturi de încercări pe piatră fasonată și spartă conform tabelelor 8.12 și 8.13. Suplimentar, funcție de specificul lucrării, acestea se completează și cu alte determinări.

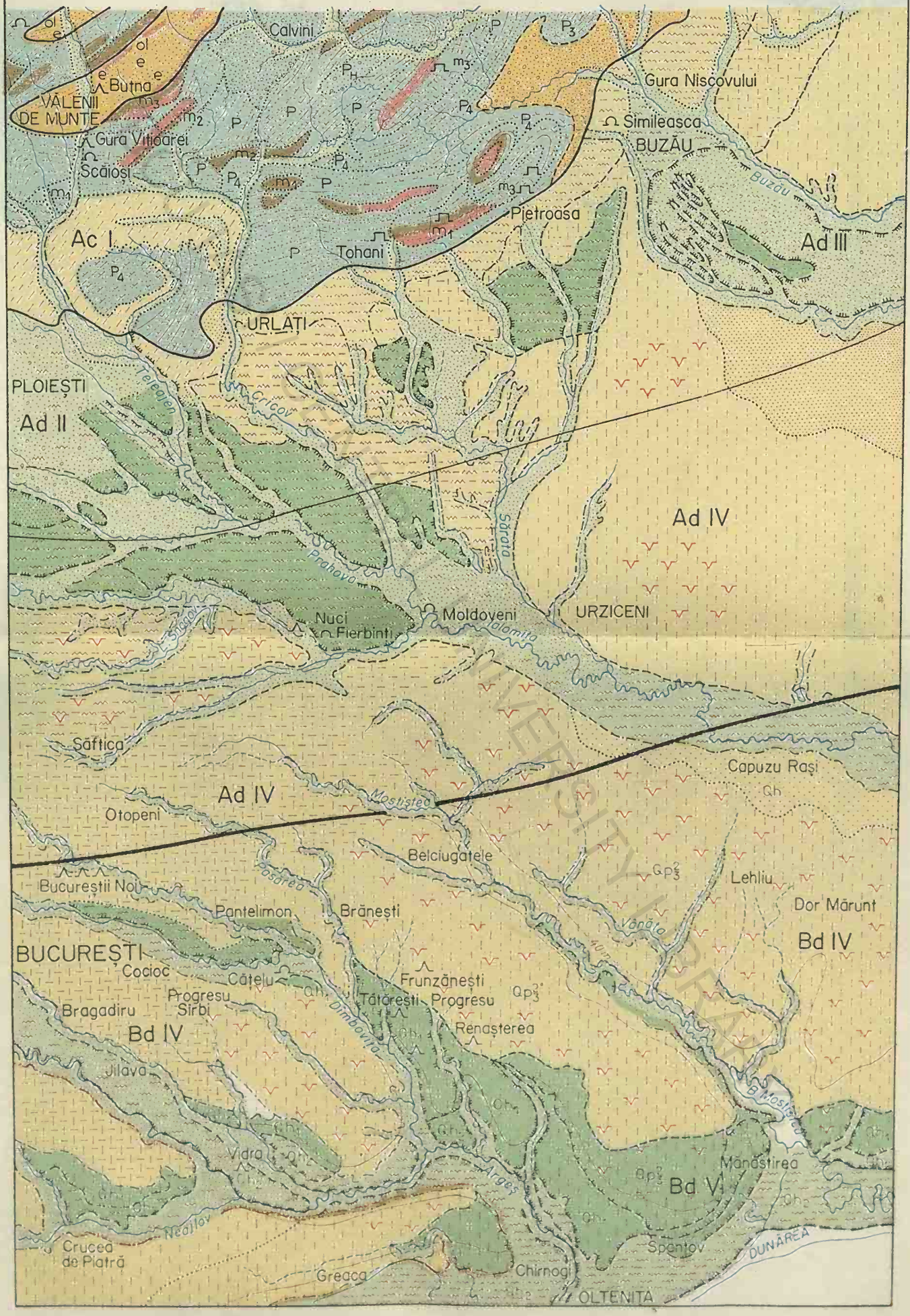
8.5. Punerea în opera a materialelor de construcție naturale

Domeniul în care punerea în operă a materialelor de construcție necesită asigurarea unor parametri calitativi superiori este cel al construcției barajelor, digurilor și platformelor din materiale locale, avînd în vedere faptul că majoritatea rocilor naturale supuse procesului de excavare din carieră, transport și compactare în corpul construcției își transformă în mare măsură calitatea naturală. Ciclul exploatare-punere în operă include o serie de lucrări: înlăturarea solului vegetal sau a sterilului; lucrări de forare și explozii; reglarea, după caz, a umidității în carieră; exploatarea carierelor; transportul; ajustarea compoziției materialelor; așternerea și compactarea.

Înlăturarea solului vegetal sau a sterilului se face, după caz, cu ajutorul unor buldozere sau excavatoare, luîndu-se măsuri pentru păstrarea nealterată a proprietăților calitative ale materialelor din carieră.

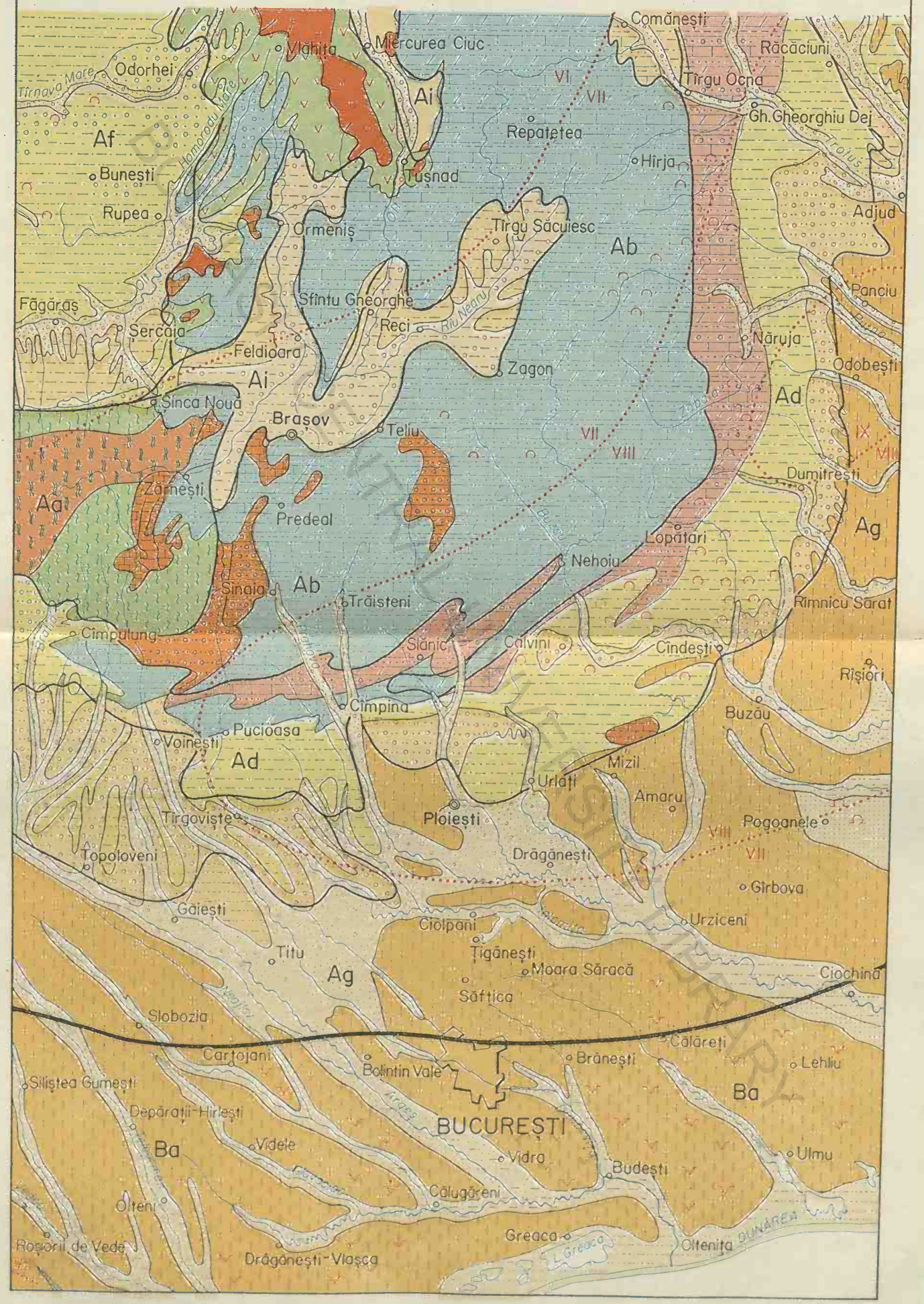
HARTA GEOLOGICĂ INGINEREASCĂ (MACHETĂ)

SCARA 1 : 500.000



HARTA GEOLOGICĂ INGINEREASCĂ (DUPĂ LEGENDA A.G.C.B.)

SCARA 1: 1.000.000



Compoziția granulometrică a materialelor rezultate din explozii, în cazul rocilor stîncoase depinde, printre altele, de fisurația rocii în situ, de proprietățile mecanice ale acesteia, schema de tir, caracteristica explozivului ș.a. Se poate obține, astfel, compoziția dorită direct în carieră, evitîndu se alte operații intermediare.

Reglarea umidității în carieră se aplică în mod particular materialelor argiloase. Destul de frecvent apar cazurile cînd este necesară sporirea sau scăderea umidității în carieră, în vederea aducerii acesteia în domeniul umidităților optime. Obținerea umidității optime de compactare (W_{opt}), atunci cînd umiditatea materialului este sub această valoare, constă din stropirea materialului așternut înainte de compactare. Cantitatea de apă în cazul stropirii pe loc se calculează pentru o suprafață dată în funcție de densitatea în stare uscată a materialului în carieră (ρ_u), de coeficientul de afînare (K_{af}), înălțimea stratului depus (h) și de umiditatea materialului în carieră (W_q). Formula de calcul este

$$q = \frac{\rho_u \cdot h}{K_{af}} (W_{opt} - W_q) \text{ [litri/m}^2\text{]}$$

Atunci cînd există un surplus de umiditate, acesta se îndepărtează prin afînarea materialului depus și întîrzierea compactării stratului așternut și foarte rar prin mijloace de uscare artificială (benzi transportoare ce trec printr-un tunel de aer cald și uscat ș.a.), care dus la scumpirea lucrărilor.

La exploatarea carierelor sînt folosite screpere și excavatoare, iar transportul se face cu basculante sau benzi transportoare.

Modificarea compoziției materialului provenit din carieră se face în special în scopul îmbunătățirii proprietăților tehnologice ale acestuia. Una dintre metodele care nu comportă dificultăți constă în înlăturarea fracțiunilor mari ce depășesc o anumită dimensiune prescrisă prin proiect. Acest lucru se face cu ajutorul utilajelor mecanice obișnuite, la care se adaptează grile, greble ș.a. O altă metodă de modificare a compoziției materialelor de construcție se aplică în special la materialele argiloase semi-stîncoase sau cu umidități excesive, cînd prin realizarea unui depozit intermediar se alcătuiesc strate alternative de argile și materiale necoezive de 1—1,5 m grosime fiecare, depuse pe înălțimi totale de 4—12 m. Excavarea ulterioară a acestui depozit pe o direcție perpendiculară față de cea a stratelor depuse duce la amestecarea materialelor, inclusiv la obținerea unui material cu caracteristici constructive superioare (granulozitate, umiditate, parametri de forfecare, deformabilitate etc).

Așternerea și compactarea materialelor. Materialul prevăzut a fi depus prin compactare se întinde în straturi cu ajutorul buldozerelor sau screperelor. Grosimea stratului depus depinde în principal de metoda de compactare. Cînd neuniformitatea granulometrică a materialului depus este foarte mare, ca în cazul materialelor necoezive, se va acorda o atenție deosebită modului de așternere, în vederea evitării segregării, fiind cunoscut că în timpul descărcării din basculantă (sau de pe banda transportoare) fracțiunile mari se depun la baza conului format (în partea superioară a acesteia rămînînd numai materialul fin).

Compactarea este una din etapele importante în execuția unui baraj din materiale locale, de această operație depinzînd parametrii calitativi ai

umpluturii realizate, ca: îndesare, permeabilitate, deformabilitate, stabilitate etc. Pentru realizarea compactării, funcție de tipul materialului se folosesc, de regulă, compactorul picior de oaie, compactorul pe pneuri și ruloul neted (primul și ultimul putînd fi și vibratoare); mai rar se utilizează utilaje cu șenile și plăci căzătoare. Utilajele de compactare și ordinea preferinței acestora în funcție de natura materialului depus sînt prezentate în tabelul 8.18.

Compactarea se face ținînd seama de faptul că densitatea unui material depinde de umiditatea sa, astfel cînt densitatea maximă se obține pentru umiditatea numită optimă pentru un anumit mod de compactare. Gradul de compactare a unui material va depinde în principal de compoziția sa

Tabelul 8.18.

Ordinea de preferințe la utilizarea utilajelor de compactare în funcție de diferitele tipuri de materiale de construcție naturale (după A. Manta, *1968*)

Natura materialului pus în operă	Utilaje							
	Cilindrare			Batere			Vibrare	
	Rulouri netede	Pneuri	Picior de oaie	Maiuri și plăci grele	Maiuri mecanice	Vibro maiuri	Plăci vibratoare	Rulouri vibratoare
Blocuri din piatră, anrocamente, bolovani	—	2	—	3	—	—	—	1
Pietriș sau balast neuniform cu puține sau fără fracțiuni fine	4	2	—	—	4	5	3	1
Pietriș sau balast uniform cu sau fără fracțiuni fine	4	2	—	—	3	5	1	2
Pietriș sau balast argilos	4	2	—	—	3	5	3	1
Nisipuri uniforme și neuniforme cu pietriș cu sau fără fracțiuni fine	4	3	—	—	4	5	2	1
Nisipuri prăfoase, nisipuri argiloase	4	3	—	—	3	5	2	1
Praf, nisip foarte fin, nisip finprăfos sau argilos cu plasticitate redusă	—	2	1	—	2	5	—	4
Argilă cu plasticitate redusă sau medie, argile nisipoase sau prăfoase	—	1	2	—	3	5	—	4
Argile cu plasticitate ridicată, argile grase,	—	2	1	—	3	5	—	—

granulometrică, parametrii tehnologici impuși, locul său în baraj și de deformabilitatea fundației. În laborator stabilirea parametrilor de compactare se face prin încercarea Proctor normal sau cu varianta Proctor modificat. Corespondența rezultatelor obținute în laborator și pe teren pentru umidități și densități se verifică prin gradul de compactare. Definitivarea parametrilor de compactare se face însă prin intermediul pistelor experimentale care, în funcție de importanța lucrării și tipul materialelor, se organizează în ampriza umpluturii sau în afara acesteia. Pe pista experimentală se definitivează grosimea stratului, numărul de treceri al compactorului, viteza de circulație a compactorului, umiditatea optimă și densitatea maximă, metoda de depunere a materialului, umezirea și tipul de compactor adecvat. La alegerea finală a gradului de compactare se va ține seama că pentru rocile argiloase intervin și alți factori ca: posibilitatea de a se deforma în timpul construcției și după aceea, posibilitatea creșterii exagerate a presiunii apei din pori și deformabilitatea terenului de fundație. Pentru materialele necoesive se recomandă ca acestea să aibă proprietăți apropiate materialelor în stare naturală, iar pentru anrocament să se respecte porozitatea umpluturii ($n = 25—30\%$).

La alegerea tipului de compactor se va avea în vedere că piciorul de oaie se aplică în condiții optime la materialele argiloase-nisipoase-prăfoase, pietrișuri argiloase ș.a., la care nu se mai folosesc utilaje intermediare pentru scarificare, în vederea înfrățirii straturilor. Folosirea utilajelor de compactare pe pneuri este indicată în cazul materialelor argiloase cu umiditate mare. Pentru un grad de îndesare dorit, numărul de treceri, pentru compactorul pe pneuri este mai mic decît pentru compactorul picior de oaie. În cazul materialelor prăfoase-argiloase (loesuri) compactarea optimă se realizează prin combinarea utilajelor de compactare, picior de oaie și rulou neted.

În ceea ce privește relația dintre material și umiditate, se menționează că pentru loes depus în strate de 0,30—0,35 m grosime afînat) se pot realiza îndesări cu $\rho_u = 1{,}65—1{,}75$ t/m³ la umidități de 11—13%. Abaterea umidității cu mai mult de —2... +1%, față de cea optimă, influențează mult îndesarea. La argile greu lucrabile din cauza plasticității, consistenței și aspectului de bulgări, se recomandă ca la punerea în operă, umiditatea să fie mai mică decît cea optimă. Atunci cînd în masa argilei există fracțiuni de material grosier (pietrișuri, fragmente de roci colțuroase) depunerea prin compactare se face mai ușor.

Nisipurile se depun obișnuit în strate de 0,25—0,40 m grosime. Umiditatea la depunere depinde de tipul compactorului—vibrator sau pe pneuri (piciorul de oaie nu se folosește). Pentru pietrișuri cu nisip încercările au stabilit că în umplutură acestea pot atinge max. 90—95% din îndesarea pe care o au în natură. Observațiile făcute asupra umpluturilor realizate din pietrișuri cu nisip arată că în cazul în care acestea au un conținut în fracțiuni sub 2 mm de 20—30% se îndeasă bine cu vibratoare de 5—10 tone sau cu compactare pe pneuri, de 30—100 tone. Grosimea stratului se alege în funcție de compoziția granulometrică a materialului depus. Se admite ca înălțimea inițială a stratului ce urmează a fi compactat să fie în raport de 1/1 sau 3/4 față de dimensiunea celei mai mari fracțiuni din material. Umezirea nu are un efect evident, iar numărul de treceri variază, în funcție de utilaj, între 4—6 treceri pe același strat. Segregarea la descărcarea din basculantă trebuie neapărat prevenită prin metode adecvate.

Rocile semi-stîncoase (șisturile argiloase, creta ș.a.) caracterizate prin rezistențe la repere prin compresiune sub 40—50 daN/cm², instabilitate la intemperii (se desfac în apă și aer, sînt ușor alterabile) se extrag prin explozii sau cu excavatoare cu mai multe cupe. Pentru îndesare și sfărîmare se folosesc compactoare picior de oaie de 20—60 tone. Grosimea stratelor depuse poate fi de 1,0—1,5 m (în stare afînată).

Piatra de carieră (stîncoasă) se depune fie în strate groase de 10—15 m fără compactare, fie în strate de 1—2 m grosime cu compactare pe fiecare strat. Pentru alegerea corectă a grosimii de strat și a tipului de compactor se organizează piste experimentale. În timpul depunerilor în pistă se măsoară îndesările, tasările și granulozitatea obținute după compactare. S a constatat că cele mai bune rezultate se obțin cu compactoarele vibratoare de 8 sau 12 tone, la 6—8 treceri pe fiecare strat, grosimea stratului de 1—2 m și o viteză de înaintare a compactorului de maximum 2—3 km/oră. Numărul de vibrații optim este de 1500—1800 vibrații/minut. La realizarea umpluturii din piatră (anrocamente) se urmărește ca porozitatea să nu depășească circa 25% și un anume conținut în material fin (maxim 20% material cu dimensiunea sub 10 mm).

Metoda de punere în operă a anrocamentelor se alege în funcție de calitatea pietrei, tipul barajului, utilajul din dotare ș.a.; folosirea stratelor subțiri de depunere este avantajoasă în cazul barajelor alcătuite din mai multe zone calitativ diferite; grosimile mari ale stratelor depuse (10—12 m) sînt avantajoase cînd curba granulometrică a anrocamentelor este continuă. Organizarea pistelor experimentale nu se poate exclude.

Alte metode de depunere a materialelor de construcție în corpul unor umpluturi din baraje, diguri sau platforme sînt depunerile în apă sau cu ajutorul apei (prin hidromecanizare). Depunerile în apă, folosite în unele țări, constau din așezarea materialelor în „iazuri" îndiguite, amenajate chiar în ampriza umpluturii (similar haldelor de steril din vecinătatea termocentralelor sau combinatelor chimice, dar la scară redusă). Pe măsura umplerii acestora cu material, digurile (de 0,25—0,30 m înălțime) se supraînalță Pentru materialele prăfoase, nisipoase, argiloase compactitatea astfel realizată ajunge la 1,3—1,4 t/m³, ulterior aceasta sporind pe măsura stoarcerii apei sub greutatea umpluturii, pînă la 1,5—1,6 t/m³ (densitate în stare uscată). Se menționează că procesul de consolidare este de durată foarte mare.

Hidromecanizarea, aplicabilă în cazurile în care debitul de apă este mare, așa cum sînt fluviile, sau rîurile mari, permite scăderea costului lucrării și scurtarea timpului de execuție. Materialele care se pretează la acest mod de punere în operă sînt în general cele necoezive-fine (v. fig. 8.3). În funcție de metoda de hidromecanizare se disting baraje cu depunere bilaterală și cu depunere unilaterală, deasupra și sub nivelul apei. Din punct de vedere constructiv pot fi cu miez sau omogene

Depunerile pe timp de iarnă sau în zone cu îngheț prelungit se fac adoptînd metodologii speciale, care au în vedere în primul rînd protejarea carierelor de influența înghețului (prin afînarea unui strat de suprafață, acoperire cu frunze sau zăpadă, în straturi de 1,0—1,5 m grosime), evitarea formării gheții în corpul umpluturii (se exclude udarea sau stropirea materialelor cum sînt de exemplu anrocamentele), reducerea temperaturii de îngheț prin amestecarea pămînturilor depuse cu sare ș.a.

În încheierea acestui capitol amintim că din motive tehnice și economice folosirea rocilor în stare naturală ca material de construcție a luat o mare dezvoltare în ultimele decenii. Astfel, sînt realizate sau în curs de realizare umpluturi din materiale locale cu înălțimi ce depășesc 200 m, de exemplu barajele Oroville în California (225 m), Chivor în Columbia (237 m), Mica în Canada (242 m), Nurek în U.R.S.S. (315 m). Volumele pot depăși 50 milioane m^3, ca la barajele Tarbela din Pakistan (142 mil. m^3), Fort Peck din S.U.A. (96. mil. m^3), Gardiner din Canada (65,5 mil.m^3), Nurek din U.R.S.S. (58 mil.m^3) ș.a.

Utilizarea acestor materiale presupune, în primul rînd, dotarea cu utilaje de excavare, transport, împrăștiere, compactare, precum și cunoașterea temeinică a proprietăților materialelor respective.

Bibliografie:

Stănescu E, Munteanu A, Șeitulescu C (1969). *Construcția barajelor de pământ și anrocamente.* Editura tehnică, București.

Caquot A, Kerisel J (1968). *Tratat de mecanica pămînturilor* (traducere din limba franceză) Editura tehnică, București.

Manoliu I. (1977). *Fundații și procedee de fundare.* Editura didactică și pedagogică, București.

Manta A (1968). *Compactarea terasamentelor în construcții hidrotehnice*, Editura tehnică, București.

Lehr H, Stănescu E, Andrei S, Manoliu I (1963). *Metode noi în proiectarea și executarea fundațiilor.* Editura tehnică, București.

Niciporovici A. A. (1973). *Fletini iz mestnih materialov.* Moskva, Stroizdat.

* * * *Normativ privind categoriile și volumul lucrărilor de studii geologice necesare pentru fundamentarea soluțiilor de proiectare a construcțiilor hidroenergetice.* PE 726—75, MEE, ICEMENERG, București, 1975.

* * * *Instrucțiuni tehnice departamentale pentru proiectarea barajelor de pămînt.* P. D. 19—72 MAIAA—DIFCA, Redacția revistelor agricole, București, 1973.

9. Hărți geologice inginerești

Gh. Mocanu

Hărțile geologice inginerești constituie o grupă aparte în ansamblul general al hărților întocmite în alte ramuri ale geologiei. Ele cuprind o multitudine de date consemnate pe alte tipuri de hărți (geologice, litologice, tectonice, geomorfologice, hidrogeologice, climatice, seismice etc.), coroborate cu parametrii fizico-mecanici și chimici ai rocilor, în scopul de a da proiectantului caracteristicile terenului care pot fi favorabile sau nefavorabile construcțiilor inginerești, pentru a se lua măsurile necesare stabilității și durabilității acestora.

Baza hărților geologice inginerești o constituie harta geologică, întocmită după criterii geostructurale și litogenetice. Concepția unor cercetători de a rupe cercetarea geologică inginerească de ansamblul geologic al regiunii s-a dovedit în practică a fi total greșită. Încă din 1925, Terzaghi sublinia că „toți factorii de mecanică a rocilor sînt lipsiți de valoare dacă sînt scoși din ansamblul profilului geologic". Stiny (1922) arată că „metodele care pot să dea rezultate bune în cercetarea rocilor se bazează în întregime pe date geologice", iar Gallawitz (1938) relevă faptul că „numai cunoscînd relațiile geologice, problema cercetării terenurilor de fundație poate fi tratată în mod corect".

În concluzie, indiferent de obiectivul problemei, scara hărții și stadiul de proiectare, hărțile geologice inginerești trebuie să reflecte, mai înainte de toate, situația geologică a zonei respective.

9.1. Scopul și destinația hărților geologice inginerești

Cercetările geologice-inginerești, materializate în final pe hărți geologice inginerești, au drept scop stabilirea interdependenței dintre situația geologică a unei zone și activitatea tehnico-inginerească, indicînd în ce măsură construcțiile inginerești influențează rocile de fundație și invers, în ce măsură rocile de fundație pot influența exploatarea construcțiilor în viitor.

Ritmul intens de construcții, mărimea și diversificarea acestora, amplasarea lor în zone și medii uneori deosebit de greu accesibile și dificile, au impus ca o necesitate adîncirea cercetărilor geologice inginerești și elaborarea pe principii moderne a hărților geologice inginerești.

O metodologie cadru de cartare și cercetare geologică inginerească care să conducă la elaborarea unor hărți geologice inginerești cuprinzătoare, reprezentative și ușor de descifrat de către proiectant se dovedește a fi de mare importanță pentru geologia inginerească, această problemă făcînd obiectul a numeroase dezbateri la congresele și simpozioanele internaționale de specialitate.

Modul de rezolvare a problemelor de geologie inginerească depinde de specificul și tipul de construcții (amenajări hidrotehnice, fundații, irigații,

minerit, foraj marin etc.), de stadiul de proiectare, de cerințele specifice ale proiectului respectiv și de condițiile geologice inginerești ale zonei de amplasare a construcțiilor. Indiferent, însă, de caracterul sau tipul lucrării inginerești, cercetarea geologică inginerească trebuie să conducă la elaborarea unei hărți geologice inginerești care să corespundă stadiului de proiectare pentru care a fost concepută. Harta geologică inginerească trebuie să dea proiectantului sau inginerului constructor o imagine clară, precum și indicații asupra măsurilor geologice inginerești sau constructive ce trebuie luate. Ea trebuie să cuprindă sau să reflecte întreaga complexitate a caracteristicelor geologice ale terenului care va fi influențat de construcții.

Scopul cercetării geologice inginerești este de a pune la dispoziția inginerului proiectant o documentație sub forma unei hărți care să servească la proiectarea construcțiilor inginerești redînd condițiile geologo inginerești egale ale unor suprafețe.

Pentru fiecare stadiu de proiectare, în același gen de probleme, corespunde un anumit tip de hartă, în ceea ce privește gradul de precizie, numărul elementelor geologice inginerești și modul lor de reprezentare.

În ceea ce privește destinația hărților geologice inginerești, în funcție de scara la care sînt întocmite, se pot face următoarele precizări:

Hărțile la scară foarte mică (1: 500 000 sau mai mici) sînt destinate următoarelor scopuri:

— în probleme de planificare și organizare la nivelul economiei naționale, în vederea amplasării raționale din punct de vedere al condițiilor naturale a marilor obiective economice: orașe, mari centre industriale etc.;

— pentru aprecierea legilor generale privind condițiile geologice inginerești;

— pentru întocmirea programelor de cercetări geologice inginerești mai detaliate;

— pentru stabilirea normativelor și reglementărilor de construcții inginerești, ținînd seama de condițiile geologice inginerești ale marilor unități geologice.

Hărțile la scară mică (1: 200 000 și 1: 100 000) se utilizează:

— pentru planificarea și amplasarea marilor centre populate, a obiectivelor industriale de interes republican, a traseelor de drumuri rutiere și căi ferate, canale pentru irigații, scheme de regularizare a rîurilor etc.;

— pentru studierea legilor generale privind condițiile geologice inginerești;

— pentru întocmirea programelor de cercetări geologice inginerești mai detaliate.

Hărțile la scară medie (1: 50 000—1: 20 000) servesc la:

— amplasarea construcțiilor industriale, stabilirea traseelor și nodurilor de cale ferată, amenajări hidrotehnice;

— alegerea sectoarelor de amplasare a sistemelor hidrotehnice.

Hărțile la scară mare (1: 10 000 și mai mari) servesc la fundamentarea proiectelor de detaliu și de execuție la amplasarea diverselor construcții inginerești.

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide din cadrul M.M.P.G., prin Secția prospecțiuni geologice tehnice a executat și execută hărți privind: dezvoltarea proceselor geologice dinamice actuale, valorificarea rocilor utile pentru construcții, microzonarea seismică

a centrelor populate, influența la suprafață a exploatărilor miniere, dezvoltarea carstului în diverse zone ale țării.

Deoarece nu a existat o metodologie unică de cartare și prospectare geologică inginerească, în țara noastră s-au întocmit numeroase tipuri de hărți geologice inginerești, fiecare constituind o încercare de rezolvare a problemei. În general s-au întocmit hărți la scară mare, hărți analitice, hărți detaliate sau speciale, specifice unui anumit tip de problemă și stadiu de proiectare.

În ultimul timp s a trecut la elaborarea hărții geologice inginerești de ansamblu a României la scara 1 : 1 000 000 și 1 : 500 000.

În cadrul Institututului de studii și proiectări pentru îmbunătățiri funciare s a întocmit o hartă cu raionarea geotehnică a teritoriului României, prin care s-au inventariat toate lucrările de foraj geotehnic executate în țară pînă în anul 1959. Ea are un caracter documentar, indicînd pentru orice punct din țară densitatea lucrărilor geotehnice executate pînă la acea perioadă.

S-a întocmit de asemenea o hartă a raionării pămînturilor macroporice din România, în care sînt reprezentate răspîndirea și principalele proprietăți ale rocilor loessoide. În cadrul aceluiași institut s-a elaborat o hartă privind raionarea geotehnică preorășenească a orașului București pentru diverse scopuri (construcții, căi de comunicație, irigații etc.).

Paralel cu acestea s-au întocmit hărți geologice inginerești la scară mare pentru diverse scopuri, principiile de elaborare și modul de reprezentare variind de la o hartă la alta, de la un specialist la altul.

Hărți geologice inginerești la scară medie și mare pentru amenajări hidroenergetice s-au întocmit în cadrul Ministerului Energiei Electrice, prin institutele sale.

Hărțile geologice inginerești la scară mare pentru diverse scopuri s au mai executat în cadrul Institutului de cercetări și proiectări al M.T.Tc, Institutului de proiectări metalurgice, Proiect București, Institutele de proiectări miniere etc.

Diversele institute și sectoare de activitate care rezolvă probleme de geologie inginerească și elaborează hărți geologice inginerești pînă în prezent nu foloseau o metodologie unică de cartare și elaborare a hărților geologice inginerești.

În ultimul timp, în cadrul unor asociații internaționale s-au elaborat și aprobat metodologii de cercetare, cartare și elaborare a hărților geologice inginerești. Aceste metodologii, adoptate și de țara noastră, sînt mai puțin cunoscute, fiind necesară o impulsionare privind cunoașterea și respectarea lor.

În prezent se remarcă tendința de uniformizare a principiilor și metodelor de elaborare a hărților geologice inginerești, ca urmare a constituirii unor organisme internaționale — asociații și comisii — în specialitatea de geologie inginerească.

Cu ocazia congreselor și simpozioanelor ținute, au fost stabilite și adoptate unele instrucțiuni privind principiile și metodele de elaborare a hărților geologice inginerești. Astfel în cadrul Asociației geologice Carpato-Balcanice s-a elaborat harta geologică inginerească a sistemului muntos Carpato-Balcanic scara 1 :1 000 000, în care a fost cuprinsă și țara noastră. O parte din această hartă este redată în planșa I.

9.2. Clasificarea hărților geologice inginerești

Hărțile geologice inginerești se clasifică în funcție de scară, de stadiul de proiectare, de volumul de date pe care le cuprind și de importanța pe care o au în rezolvarea aproblemelor geologice inginerești.

4.1. Funcție de *scară* se clasifică în:

— hărți geologice inginerești de sinteză la scăra 1 : 500 000;

— hărți geologice inginerești la scară mică 1 : 200 000—1 : 100 000;

— hărți geologice inginerești la scară medie 1 : 50 000—1 : 20 000;

— hărți geologice inginerești la scară mare 1 : 10 000.

4.2. Funcție de *stadiul de proiectare* se clasifică în:

— hărți geologice inginerești generale sau de ansamblu la scară mai mică de 1 : 200 000, care servesc la alegerea variantelor de amplasare a lucrărilor inginerești în etapa planificării de perspectivă, pentru diferite obiective de mare importanță și ca bază pentru planificarea regională a viitoarelor cercetări geologice inginerești, în etape mai avansate de proiectare;

— hărți geologice inginerești de situație, la scară medie, cuprinse între 1 : 100 000 și 1 : 50 000, care se întocmesc în primul stadiu de proiectare pentru toate felurile de lucrări inginerești, servind ca documentație la întocmirea hărților geologice inginerești speciale și de detaliu;

— hărți geologice tehnice speciale la scara 1 : 25 000—1 : 10 000, care se întocmesc pentru al doilea stadiu de proiectare, și care conțin informații asupra amplasamentelor diferitelor lucrări inginerești. În ele sînt consemnate date asupra caracteristicelor geologice tehnice ale terenului și rocilor afectate de construcțiile inginerești;

— hărți geologice inginerești de detaliu, la scară mai mare de 1 : 10 000, care se întocmesc pentru ultimul stadiu de proiectare și reprezintă documentația definitivă pentru alegerea amplasamentului, detaliind cu precizie caracteristicele fizice și mecanice ale rocilor din zona construcțiilor inginerești.

Funcție de *datele pe care le cuprind*, dependent de destinație și tipul lucrărilor geologice inginerești; se deosebesc:

— hărți analitice, în care se reprezintă una sau mai multe caracteristici ale rocilor din zonă, cum ar fi: harta rocilor cu valori egale de tasare, harta permeabilității rocilor, harta privind variația structurii și texturii rocilor, harta răspîndirii rocilor macroporice, harta pantelor, harta condițiilor hidrogeologice etc;

— hărți sintetice, în care se face o analiză de ansamblu a condițiilor inginero-geologice. Pe ea sînt reprezentați mai mulți parametri geologici tehnici ai rocilor. În cazul condițiilor geologice inginerești simple se întocmește o singură hartă, iar în cazul unor condiții complexe se pot întocmi mai multe hărți sintetice. În cele mai multe cazuri, în hărțile geologice inginerești sintetice se oglindește raionarea geologică inginerească.

4.4. Funcție de *conținutul și importanța* pe ceare o au în rezolvareap roblemelor geologice inginerești se clasifică în: hărți de bază sau principale; hărți ajutătoare; hărți suplimentare.

Hărțile geologice inginerești p r i n c i p a l e, care se întocmesc la diverse scări și în diferite stadii de proiectare, sînt de două tipuri:

1) harta condițiilor geologice inginerești, care sintetizează totalitatea factorilor naturali ce pot influența construcțiile inginerești, selecționate și caracterizate corespunzător cu cerințele activității de proiectare a construcțiilor inginerești: complexe litologice sau geologice genetice, elemente structurale sau de microstructură, condiții de zăcămînt, condiții hidrogeologice, fenomene geologice dinamice actuale, parametrii fizico-mecanici ai rocilor, elemente seismice etc;

2) harta zonării geologice inginerești, în care sînt separate unități teritoriale identice din punct de vedere geologic ingineresc.

Hărțile geologice inginerești a j u t ă t o a r e sînt acele hărți în care sînt reprezentați factorii particulari sau secundari utilizați pentru evaluarea condițiilor geologice inginerești necesari proiectării construcțiilor inginerești (harta de documentare, harta fisurației rocilor, permeabilității rocilor etc).

Hărțile geologice inginerești s u p l i m e n t a r e sînt celelalte hărți utilizate la elaborarea hărților geologice inginerești de bază (hărți geologice, geomorfologice, tectonice etc).

9.3. Principii de elaborare și conținutul hărților geologice inginerești

Principiile de elaborare și conținutul hărților geologice inginerești urmăresc reflectarea succesivă la diverse grade de detaliere a subdiviziunilor taxonomice ale principalilor factori geologico inginerești.

În acest scop este necesar să se folosească toată documentația existentă cu caracter geologic, geomorfologic, tectonic, hidrogeologic, geologic-ingineresc, seismic, climatic etc, referitoare la zona respectivă.

Principiile de elaborare și conținutul hărții geologice diferă de la harta condițiilor inginerești la harta raionării geologice inginerești.

Harta condițiilor geologice inginerești. Această hartă trebuie să conțină informații și date privind:

— condițiile geologice structurale și caracteristicele litogenetice ale depozitelor;

— elementele geomorfologice;

— condițiile hidrogeologice;

— dezvoltarea proceselor geologice dinamice actuale;

— caracteristicele fizico mecanice ale rocilor;

— gradul de seismicitate;

— dezvoltarea (răspîndirea) rocilor utile;

— situația lucrărilor de prospectare și explorare efectuate pentru investigarea zonei.

Pe hărțile condițiilor geologice inginerești, funcție de destinație și scară se separă următoarele categorii de roci:

— pe hărțile de sinteză: formațiunile geologice și complexele geologice genetice (în zonele în care harta permite);

— pe hărțile la scară mică: complexele geologice genetice și anumite asociații de tipuri petrografice de roci cu aceeași geneză;

— pe hărți la scară medie: tipurile petrografice de roci;

— pe hărți la scară mare: tipurile petrografice și varietățile geologice inginerești.

Observații:

— formațiune geologică de roci din fundament = complexul de faciesuri legate genetic corespunzător unui anumit stadiu al ciclului geotectonic de dezvoltare a sectorului cuprins, în hartă;

— formațiune geologică de depozite acoperitoare = ansamblul de faciesuri legate paragenetic, care s-au format la suprafață în condiții geomorfologice și geografice comune, condiționate de tectonica recentă, climă, glaciațiuni etc;

— complexe geologice genetice = complexul de roci formate în aceleași condițiuni faciale;

— tipuri petrografice = o rocă cu compoziție mineralogică, textură și structură asemănătoare;

— varietăți geologice inginerești = părți ale tipului petrografic, caracterizate prin proprietăți inginerești asemănătoare.

Geneza și vîrsta formațiunilor și complexelor geologice se consemnează pe această hartă prin indexuri stratigrafice conform standardelor în vigoare.

Elementele tectonice-structurale (poziția stratelor, falii etc) se reprezintă conform metodologiei geologice.

Elementele geomorfologice se reprezintă diferențiat după geneză și aspectul morfologic în care este reflectată interdependența dintre aspectul geomorfologic și natura litologică a depozitelor.

Condițiilor hidrogeneologice sînt consemnate pe harta condițiilor geologice inginerești în funcție de scara acesteia:

— pe hărțile de sinteză și la scară mică se consemnează adîncimea primului strat acvifer față de cota morfologică locală, precum și adîncimea orizonturilor acvifere sub presiune (situate în adîncime) dacă prezintă importanță din punct de vedere geologic ingineresc;

— pe hărțile la scară medie se delimitează adîncimea primului orizont acvifer (măsurat de la suprafață), precum și orizonturile acvifere sub presiune care prezintă importanță geologică inginerească;

— pe hărțile la scară mare se trasează hidroizohipsele, hidroizopiezele sau hidroizobatele primului orizont acvifer, precum și ale orizonturilor acvifere sub presiune dacă prezintă importanță din punct de vedere geologic ingineresc. Este necesar de asemenea a se reflecta chimismul, agresivitatea sau acțiunea corosivă a apelor subterane.

Procesele geologice dinamice actuale se consemnează pe harta condițiilor geologice inginerești după următoarele principii:

— pe hărțile de sinteză și la scară mică dezvoltarea proceselor geologice dinamice actuale se reprezintă prin semne convenționale, fără a le delimita;

— pe hărțile la scară mijlocie se conturează suprafețele de dezvoltare a proceselor geologice dinamice actuale;

— pe hărțile la scară mare se conturează detaliat și diferențiat fiecare tip de proces geologic dinamic actual, menționîndu-se și intensitatea lui.

Caracteristicele fizico-mecanice și chimice ale rocilor se dau de regulă în tabel. Metodele de evaluare a proprietăților fizico-mecanice și chimice ale rocilor sînt prezentate în paragraful 9.4.

În cazul hărților la scară mare — dacă este necesar — se întocmesc hărți geologice inginerești ajutătoare, analitice sau sintetice, în care se reprezintă variația în plan și spațiu a uneia sau mai multor caracteristici geologice inginerești.

Harta raionării geologice inginerești. Pe această hartă, care are un caracter tipic de hartă de sinteză, se separă unitățile taxonomice ale zonei pe baza interpretării și corelării factorilor cuprinși pe harta condițiilor geologice inginerești.

Principalele unități taxonomice care se separă pe harta raionării geologice inginerești sînt următoarele:

regiuni — unitate de ordinul I
teritorii — unitate de ordinul II
raioane — unitate de ordinul III
sectoare — unitate de ordinul IV.

Unitățile taxonomice menționate se separă după următoarele criterii:

— regiunile, după criterii geostructurale majore (regiunea geosinclinalului de cutare aplină, regiunea platformei epihercinice, regiunea platformei epiproterozoice etc);

— teritoriile, după criterii geostructurale secundare, corelate cu criterii geomorfologice, ținînd seama de cadrul geologic genetic al zonei respective și aspectul morfologic. (În cazul unor regiuni mai complicate se pot separa și subteritorii în cadrul aceluiași teritoriu);

— raioanele, după criterii litologice, funcție de dezvoltarea complexelor geologice genetice sau asociațiilor de tipuri petrografice;

— sectoarele, după criterii hidrogeologice, complexe geologice inginerești și dezvoltarea proceselor geologice dinamice actuale.

Procesele geologice dinamice actuale sînt diferențiate după factorii care au condus la declanșarea procesului sau după elementele geomorfologice generate de acțiunea acestora.

În afara unităților taxonomice de raionare menționate, pe hartă pot fi reprezentate și delimitate anumite sectoare sau subsectoare care influențează amplasarea construcțiilor inginerești în regiune; zonele de protecție a apelor subterane sau a zăcămintelor de substanțe minerale sau roci utile, rezervațiile, gradul de seismicitate (microzonare a seismică). Dacă problema solicită, pot fi indicate de asemenea zăcămintele de roci utile sau zonele de perspectivă cu acumulări de roci utile.

9.4. Metodica de reprezentare a elementelor geologice inginerești

9.4.1. Harta condițiilor geografice inginerești

Metodologia de reprezentare a factorilor naturali pe hărțile condițiilor geologice inginerești este unică pentru toate tipurile de hărți, ceea ce diferă fiind numai gradul de detaliere a acestor condiții în funcție de scara hărții.

Condițiile geologice structurale și litologice. Conform principiilor enunțate în paragraful anterior, pe harta condițiile geologice inginerești se reprezintă (în funcție de scară) formațiunile, complexelor geologice genetice, tipurile petrografice și varietățile geologice inginerești.

Formațiunile și complexele geologice genetice se reprezintă prin culori (în conformitate cu semnele convenționale adoptate).

Tipurile petrografice și varietățile geologice inginerești se reprezint prin semne convenționale (signatură), în conformitate cu standardele în vigoare.

Tipurile geologice inginerești, funcție de condițiile locale, reflectă, de regulă, situația pînă la adîncimea de 10—20 m. Tipurile de la adîncimi mai mari se recomandă a fi reprezentate pe profilele geologice care însoțesc harta și descrise detaliat în textul explicativ.

Pe hărțile la scară medie și mare se reprezintă uneori atît complexele geologice genetice de la suprafață cît și complexele geologice-genetice subjacente. Complexul de roci de la suprafață se reprezintă prin culori, iar complexul imediat subjacent prin signatură în culoarea complexului geologic genetic respectiv, reflectînd în același timp și natura lui petrografică. În cazul în care complexele geologice genetice superioare se dezvoltă omogen pe o grosime mare, pe hartă se reprezintă numai acel complex.

Pe hărțile la scară medie și mare, grosimea complexelor geologice genetice superioare se indică prin diferite grade de intensitate ale culorii de bază, completate cu cifre în culoare neagră care indică grosimea complexului. Se recomandă următoarele intervale de gradare a grosimilor: pînă la 2 m; între 2 și 5 m; între 5 și 10 m și mai mare de 10 m. Pentru cea de a patra gradație (mai mare de 10 m) se aplică intensitatea culorii pentru gradația 5—10 m fără însă a se mai reprezenta signiatura pentru reprezentarea compoziției petrografice a celui de al doilea complex.

Pe hărțile condițiilor geologice inginerești, depozitele acoperitoare cuaternare (de cuvertură) se recomandă să fie cartate funcție de grosime astfel:

— pe hărțile de sinteză, cele cu grosime mai mare de 5 m;

— pe hărțile la scară mică, cele cu grosime mai mare de 3 m;

— pe hărțile la scară medie, cele cu grosime mai mare de 2 m;

— pe hărțile la scară mare, cele cu grosime mai mare de 1 m.

Depozitele de cuvertură care au grosime mai mică de 1 m nu se cartează, deoarece nu prezintă interes, fiind mai mică decît adîncimea medie de îngheț de la noi din țară.

Elementele tectonice structurale se reprezintă pe hartă în același mod ca pe hărțile geologice, conform standardelor respective în vigoare.

Geneza și vîrsta complexelor geologice genetice — atît a celor superioare cît și a celor inferioare — se reprezintă prin indexuri (stratigrafici sau genetici) sub formă de fracție (la numărător complexul superior, la numitor complexul inferior).

Elementele geomorfologice. Principalele elemente geomorfologice care se consemnează pe hartă, funcție de posibilitățile pe care le oferă scara hărții, sînt: nivele de terasă, cîmpuri înalte, conuri de dejecție, doline, crovuri etc. Ele se reprezintă prin semne convenționale și indici, în culoare neagră, conform prevederilor standard privind elementele geomorfologice.

Condițiile hidrogeologice. Condițiile hidrogeologice se reprezintă prin semne convenționale de culoare albastră.

Adîncimea orizonturilor acvifere — în funcție de scara hărții — se reprezintă prin cifre, hidroizobate și hidroizohipse. În cazul, în care se folosesc hidroizohipse se recomandă ca printr-o săgeată, tot de culoare albastră, să se indice direcția generală de curgere a apelor subterane.

Parametrii chimici ai apelor subterane se reprezintă prin cercuri albastre împărțite în patru sectoare, evidențiindu-se valoric sau grafic *p*H-ul, duritatea, agresivitatea și corozivitatea apelor subterane.

La anexe, sau în textul explicativ, se pot întocmi grafice sau tabele privind variația parametrilor hidrochimici.

Procese geologice dinamice actuale. Procesele geologice dinamice actuale se reprezintă prin semne convenționale de culoare roșie, conform standardelor în vigoare. Se recomandă ca acestea să fie grupate pe tipuri de procese după cum urmează:

— procese legate de acțiunea de deplasare a maselor de roci pe pantă (surpări, prăbușiri, solifluxiune, hakenwerfen, alunecări etc);
— procese de eroziune (lineară, areală);
— procese de carstifiere, inclusiv clastocarstul;
— procese de sufozie;
— procese eoliene;
— procese de înmlăștinire;
— procese datorate glaciațiunii și altele.

Gradul de detaliere și precizia de reprezentare a diferitelor procese sînt funcție de scopul urmărit și scara hărții.

Elemente seismice. Elementele de macrozonare seismică a teritoriului cuprins în hartă se reprezintă prin izoseiste de culoare roșu închis, conform standardelor în vigoare. Tot în aceeași culoare, pe fiecare izoseistă se va nota cu cifre romane gradul de seismicitate.

Parametrii fizico-mecanici ai tipurilor sau varietăților de roci De regulă. acești parametri se înscriu în tabele sintetice, așa cum se arată în paragraful 8,

În cazul în care este necesar, se pot întocmi hărți geologice inginerești ajutătoare, analitice, pe care se consemnează variația unuia sau mai multor parametri geotehnici în plan sau spațiu.

Lucrările miniere de prospectare sau explorare precum și lucrările de exploatare din zona cercetată vor fi consemnate cu ajutorul semnelor convenționale conform prevederilor standard.

9.4.2. Harta raionării geologice inginerești

Pe hărțile raionării geologice inginerești reprezentarea și delimitarea unităților taxonomice se recomandă a se face astfel:

Toate subdiviziunile taxonomice ale zonei respective se însemnează cu litere și cifre de culoare neagră. Se recomandă următoarea ordine de însemnare:

— regiunile prin litere latine majuscule (A, B, C, ...);
— teritoriile prin litere latine mici (a, b, c, ...);

— raioanele prin cifre romane (I, II, III, ...);
— sectoarele prin cifre arabe (1, 2, 3, ...).

Eventualele subdiviziuni ale raioanelor sau sectoarelor se vor însemna prin litere grecești mici (α, β, γ, ...).

Limitele unităților geologice inginerești se trasează cu linii de culoare neagră, recomandîndu-se următoarele grosimi:
— regiunile cu linii continui cu grosimea de 1 mm;
— teritoriile cu linii continui cu grosimea de 0,5 mm;
— raioanele cu linii continui cu grosimea de 0,2 mm;
— sectoarele cu linii întrerupte cu grosimea de 0,2 mm.

Limitele stratigrafice se trasează prin linie punctată cu grosimea de 0,1 mm. În același mod se reprezintă și în cazul în care pe aceeași foaie se elaborează atît harta condițiilor geologice inginerești cît și harta raionării geologice inginerești.

În planșa II este redată o machetă de hartă geologică inginerească la scara 1: 500 000, în care sînt prezentate atît condițiile geologice inginerești cît și raionarea geologică inginerească.

Menționăm că modul de prezentare a legendei este în funcție și de personalitatea cercetătorului, însă în mod obligatoriu ea trebuie să conțină toate elementele cuprinse pe hartă.

9.4.3. Secțiuni geologice inginerești

Hărțile geologice inginerești, indiferent de tipul și scara lor, se completează cu secțiuni (profile) geologice, reprezentate fie pe aceeași foaie cu harta, fie separat. Numărul de secțiuni se stabilește de către cercetător funcție de complexitatea zonei și scopul urmărit. Orientarea acestora trebuie să se aleagă în așa fel încît să intersecteze un număr cît mai mare posibil de unități geologice inginerești și să cadă aproximativ perpendicular pe direcția structurii geologice.

Adîncimea de reprezentare a structurii complexelor geologice inginerești este funcție de scopul urmărit și de posibilitățile de investigare directă sau corelativă prin diverse metode. Pe secțiuni se înscriu toate elementele geologice inginerești reprezentate pe hartă în zonele în care profilul le intersectează (complexele, tipurile și varietățile de roci, nivelul apelor subterane, procesele geologice dinamice actuale etc).

Reprezentarea pe secțiuni se face folosind aceleași semne convenționale ca și pentru hărțile respective.

Liniile profilelor pe toate tipurile de hărți geologice inginerești (de bază, ajutătoare, suplimentare etc) se notează prin cifre arabe la ambele capete ale liniilor de profil.

Scara orizontală a profilului este identică cu scara hărții, iar scara verticală se alege avînd în vedere complexitatea zonei, gradul de cunoaștere în adîncime, precum și posibilitățile de reprezentare a principalilor factori geologico inginerești. La ambele capete ale profilelor se va indica scara verticală și azimutul acestora.

În cazul în care profilul se face pe o hartă care cuprinde și raionarea geologică inginerească se vor indica limitele și semnele unităților teritoriale

separate pe hartă. Pe profile se pot consemna date privind cotele absolute ale exploatărilor din zonă, adîncimile lor etc.

Fiecare profil va purta un titlu și indicații privind scara orizontală și verticală.

Hărțile condițiilor geologice inginerești, în afară de profile, pot fi însoțite de coloane litologice în care sînt reprezentate adîncimea complexelor, tipurile și varietățile litologice din zona cercetată. Pentru reprezentarea acestora se folosesc aceleași semne convenționale ca și pentru hărți.

9.4.4. Alte anexe ale hărții geologice inginerești

Hărțile geologice inginerești în mod obligatoriu mai cuprind următoarele anexe:

Tabel sintetic privind caracteristicele geologice inginerești ale rocilor. Tabelul conține caracteristicicel tipurilor și varietăților petrografice separate pe harta condițiilor geologice inginerești care fac parte din complexele geologice genetice reprezentate pe hartă. În acest tabel se recomandă a se consemna: geneza, signiatura litologiei și culoarea complexului, vîrsta geologică prin indexul stratigrafic, natura petrografică-litologică, gradul de litifierecimentare, gradul de fisurație, aprecieri asupra gradului de rezistență la eroziune, dizolvare, și alterare, duritatea și categoria de dificultate la exploatare, aprecieri privind posibilitățile de dezvoltare a proceselor geologice dinamice actuale, date privind condițiile hidrogeologice, indicații generale privind posibilitățile de amplasare a construcțiilor.

Gradul de detaliere și volumul de date necesar a se consemna în aceste tabele este în funcție de specificul problemei și de scara hărții.

Se recomandă ca ordinea de caracterizare a tipurilor și varietăților de roci să respecte scara stratigrafică: de la vechi la nou.

În cazul hărților cu raionarea geologică inginerească este necesar a se trece și însemnele regiunii, teritoriului, raionului și sectorului din care face parte complexul geologic genetic, tipul sau varietatea geologică inginerească.

Tabel cu proprietățile fizico-mecanice și chimice ale rocilor. Acest tabel constituie parte integrantă a textului explicativ și trebuie să conțină toate proprietățile rocii analizate necesare pentru a o caracteriza și a răspunde scopului urmărit de specificul problemei pe care o avem de rezolvat. Din acest motiv proprietățile rocilor care trebuie cuprinse în tabel nu se reglementează, ele fiind funcție de specificul problemei și scopul urmărit.

Pentru hărțile de sinteză și hărțile la scară mică caracteristicile pot fi calitative, iar pentru hărțile la scară medie și mare trebuie să fie cantitative În ultimul caz se recomandă a se include în componența tabelului și următorii parametri: compoziția granulometrică, limitele de plasticitate, umiditatea naturală, indicele de consistență, porozitatea, date privind rezistențele la diverse eforturi, compoziția chimică etc.

Memoriul explicativ al hărților geologice inginerești. Orice hartă geologică inginerească va fi însoțită de un text explicativ care va fi conceput funcție de specificul problemei, gradul de detaliere și personalitatea cercetătorului.

Indiferent de acestea se recomandă ca textul explicativ să cuprindă:
— scopul pentru care se întocmește harta geologică inginerească;
— stadiul de cunoaștere a zonei respective;
— metodologia de rezolvare a problemei respective;
— descrierea detaliată a regiunilor, teritoriilor, raioanelor și sectoarelor geologice inginerești, în cazul hărților de raionare;
— descrierea complexelor geologice genetice, tipurilor petrografice și varietăților geologice inginerești de roci;
— descrierea condițiilor hidrogeologice și influența acestora asupra eventualelor exploatări sau construcții inginerești;
— descrierea sistematică a proceselor geologice dinamice actuale și influența acestora asupra unor eventuale construcții inginerești în zonă și măsurile ce se impun pentru combaterea acestora;
— tabele și diagrame de variație cu parametrii fizico mecanici și chimici ai tipurilor și varietăților petrografice de roci din zonă;
— aprecieri asupra dezvoltării rocilor utile din zonă. Se vor da indicații privind posibilitățile de exploatare și se vor stabili principalele domenii de utilizare conform standardelor în vigoare. În măsura în care există rezultate ale unor încercări tehnologice, acestea vor fi de asemenea indicate;
— aprecieri privind condițiile de fundare a diverselor construcții inginerești;
— concluzii și propuneri privind adîncirea cercetărilor geologice inginerești pentru o fază mai înaintată de proiectare.

Memoriul explicativ va cuprinde de asemenea o bibliografie cu toate lucrările geologice, geomorfologice, hidrogeologice și geologice tehnice, publicate sau aflate în arhive ale institutelor sau întreprinderilor care au efectuat lucrări în zonă.

Bibliografie

1. * * * *Instrucțiuni privitoare la întocmirea hărților geologice inginerești de bază, unificate* Elaborate în cadrul C.A.E.R. 1968.
2. * * * *Metodologia cartării geologice tehnice și a întocmirii hărților geologice tehnice* (Consfătuirea C.A.E.R. 1960).
3. * * * *Principii generale de întocmire a hărților geologice inginerești.* Protocol C.A.E.R. din 30.09.1964.
4. * * * *Referat privind propunerile părții române cu privire la clasificarea elementelor structurale, tectonice, geomorfologice, clasificarea fenomenelor fizico-geologice și clasificarea apelor subterane.* Arhiva Comitetului Geologic.
5. * * * *Stadiul de dezvoltare a cercetărilor geologice tehnice în R.P.R.* Arhiva Comitetului Geologic.
6. * * * *Documentele Congresului Asociației de geologie inginerească de la Paris* 1972.
7. * * * *Hărți geologice inginerești elaborate în cadrul UNESCO* — 1974.
8. * * * *Machete de hărți geologice inginerești din R. S. Cehoslovacă la scările : 1 :5000, 1 :10 000 ; 12: 5 :01 1000 ; 000 ; 1 :500 000.*
9. Malinovschi J. *Hărțile geologice tehnice pentru construcții ale Poloniei.* Zeitschrift für angewandte Geologie nr. 3.

10. Mocanu Z. Gh. *Proiect de legendă și macheta hărții geologice tehnice generale a R.P.R. foaia 5-a Ploești, scara 1 :500 000.* Comunicare Institut. Geologic Studii tehnice și economice Seria F. Nr. 7.
11. Mocanu Z. Gh. *Harta geologică inginerească a R. S. România scara 1 :500 000. Foile 4a, 4b, 5a, 5b, 6a, 6b.* Arhiva I.G.P.S.M.S.
12. Mocanu Z. Gh. (1978). *Harta sistemului Carpato-Balcanic Teritoriul R. S. România scara 1 : 1000 000, elaborată în cadrul Asociației Geologice Carpato-Balcanice,* 1978. (în curs de tipărire).
13. Popov I. V. (1956). *Geologie inginerească.* Moskva.
14. Popescu Dan, Schally Victor (1960) *Raionarea geotehnică a teriteriului R.P.R.* — 1960. Arhiva I.S.P.I.F. București.
15. Reuter F., Thomas A. *Cartarea geologică tehnică în Germania.* Zeitschrift für angewandte Geologie nr. 3.
16. Schally V., Crăciun Fl., Popescu D. (1962). *Pământuri macroporice în R.P.R.* Arhiva I.S.P.I.F. București.
17. Schally V., Popescu D. (1962). *Sistematizarea zonei preorășenești a orașului București.* Arhiva I.S.P.I.F. București.
18. * * * *Documentații cu caracter geologic ingineresc din cadrul* I.G.P.S.M.S., I.S.P.H., I.S.P.I.F., I.S.C.I.F., M.T.Tc., etc.

Universitatea Al. I. Cuza Iași
Biblioteca de Geologie-Geografie
Cota veche | Prețul
Cab Jan | 45,00 Lei

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Redactor: IOAN CISMAȘ
Tehnoredactor: MARIA TRĂSNEA
Coperta și supracoperta: ARH. VALENTIN VIȘAN

Bun de tipar: 1.10.1980, Coli de tipar 37,25 C.Z. 624.131.1

Tiparul executat sub comanda
nr. 940 la
Întreprinderea poligrafică
„13 Decembrie 1918",
str. Grigore Alexandrescu nr. 89—97
București,
Republica Socialistă România

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ERATĂ

Pag.	*Rîndul*	*În loc de:*	*Se va citi:*
98	1 (titlu)	...fizico-chimice...	...fizico-mecanice...
148	fig. 3.27	la timpu	la timpul dt
178	17	$W_c = 0{,}09 + 1{,}3x - 0{,}2x^2$	$W_c = 0{,}09 + 1{,}3x - 0{,}8x^2$
251	7 de jos (titlu)	... la solicitări deformații de uzură	... la deformații de uzură
264	2	și $-\sigma_3 = \tau_t$	și $-\sigma_3 = \sigma_t$
340	13 de jos	α_s și luînd $\alpha_w = ...$	γ_s și luînd $\gamma_w = ...$
363	tabel 4.4 col. 1	100^{-1} ⋮ 100^{-15}	10^{-1} ⋮ 10^{-15}
529	tabel 7.2 col. 2	[Vm]	[Ωm]

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lel 45